SHOUT
SHARE
IT

NAT
5092.6

HARVARD UNIVERSITY.

LIBRARY
OF THE
MUSEUM OF COMPARATIVE ZOÖLOGY.

11718
Exchange
September 13, 1906.

SEP 13 1906

S-Ed-G.

11,718

AUSGEGEBEN IM JUNI 1906.

BERICHTE
DER
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
ZU
FREIBURG I. BR.

IN VERBINDUNG MIT

DR. DR. F. HILDEBRAND, F. HIMSTEDT, J. LÜROTH, J. VON KRIES,
G. STEINMANN, A. WEISMANN, R. WIEDERSHEIM,
PROFESSOREN AN DER UNIVERSITÄT FREIBURG,

HERAUSGEGEBEN

VON

DR. K. GERHARDT.

SECHZEHNTER BAND

MIT 13 TAFELN UND 114 ABBILDUNGEN IM TEXT.

SELBSTVERLAG DER GESELLSCHAFT.
IN KOMMISSION BEI J. C. B. MOHR (PAUL SIEBECK) IN TÜBINGEN.

FREIBURG I. BR.
C. A. WAGNERS UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKEREI.
1906.

A.

SEP 13 1906

AUSGEGEBEN IM JUNI 1906.

BERICHTE
DER
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
ZU
FREIBURG I. BR.

IN VERBINDUNG MIT

DR. DR. F. HILDEBRAND, F. HIMSTEDT, J. LÜROTH, J. VON KRIES,
G. STEINMANN, A. WEISMANN, R. WIEDERSHEIM,
PROFESSOREN AN DER UNIVERSITÄT FREIBURG,

HERAUSGEGEBEN

VON

DR. K. GERHARDT.

SECHZEHNTER BAND

MIT 13 TAFELN UND 114 ABBILDUNGEN IM TEXT.

SELBSTVERLAG DER GESELLSCHAFT.
IN KOMMISSION BEI J. C. B. MOHR (PAUL SIEBECK) IN TÜBINGEN.

FREIBURG I. BR.
C. A. WAGNERS UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKEREI.
1906.

A

a9.053/2
13 plts mtd.

Inhaltsverzeichnis
des XVI. Bandes.

Seite

Ueber die Gattung Joufia G. Boehm. Mit 2 Tafeln und 2 Figuren im Text. Von Dr. *Emilie Snetlage* 1

Ueber die Bildung von Helium aus der Radiumemanation. Zweite Mitteilung. Von *F. Himstedt* und *G. Meyer* 10

Spektralanalyse des Eigenlichtes von Radiumbromidkristallen. Vorläufige Mitteilung. Von *F. Himstedt* und *G. Meyer* 13

Geologische Beobachtungen in den Alpen. Von *G. Steinmann* 18

Die paläolithische Renntierstation von Munzingen am Tuniberge bei Freiburg i. Br. Mit 53 Abbildungen im Text. Von *G. Steinmann* 67

Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe. Mit 2 Tafeln und 13 Abbildungen im Text. Von *Walter Schiller* 108

Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. Mit 2 Tafeln und 6 Zeichnungen im Text. Von *Karl Zoeppritz* 164

Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Mit 5 Tafeln und 20 Abbildungen im Text. Von *Wilfried von Seidlitz* 232

Das zentrale Plessurgebirge. Geologische Untersuchungen. Mit 2 Tafeln und 20 Abbildungen im Text. Von *H. Hoek* . . . 368

Ueber die Gattung Joufia G. Boehm.

Von

Dr. Emilie Snethlage.

Im geologischen Institut der Universität Freiburg i. B. befindet sich wahrscheinlich das gesamte Material der merkwürdigen neuen Rudistengattung *Joufia*, die von Herrn Professor G. Boehm bei Gelegenheit einer geologischen Untersuchung in den Venetianer Alpen gefunden und nach ihrem Fundort, einem Steinbruch am rechten Ufer des Torrente Colvera Jouf bei Maniago, *Joufia reticulata*, genannt wurde. Eine Beschreibung und Abbildung des zunächst gefundenen, einzigen Stückes erfolgte in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1897, Bd. 49 S. 160: Beitrag zur Gliederung der Kreide in den Venetianer Alpen von G. Boehm. Die Auffindung mehrerer Stücke derselben Art, von derselben Lokalität stammend, veranlassten dann eine weitere kurze Publikation: Zur Kenntnis der Gattung *Joufia*, ebenda 1898, Bd. 50 S. 591.

Da Herr Professor Boehm zu der in Aussicht gestellten genaueren Untersuchung des nun ziemlich reichlichen Materials nicht selbst Zeit fand, war er so freundlich, mir dasselbe im Winter vergangenen Jahres zur Bearbeitung zu übergeben. Die dabei erhaltenen Resultate teile ich im nachstehenden mit. Zugleich möchte ich meinen verehrten Lehrern, den Herren Professoren Steinmann und Boehm, für die freundliche Unterstützung, die sie mir zu teil werden liessen, und für das Interesse, welches sie jederzeit meiner Arbeit entgegenbrachten, an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Das mir zur Verfügung stehende Material stammt insgesamt aus dem schon erwähnten Steinbruch bei Maniago und besteht aus Blöcken

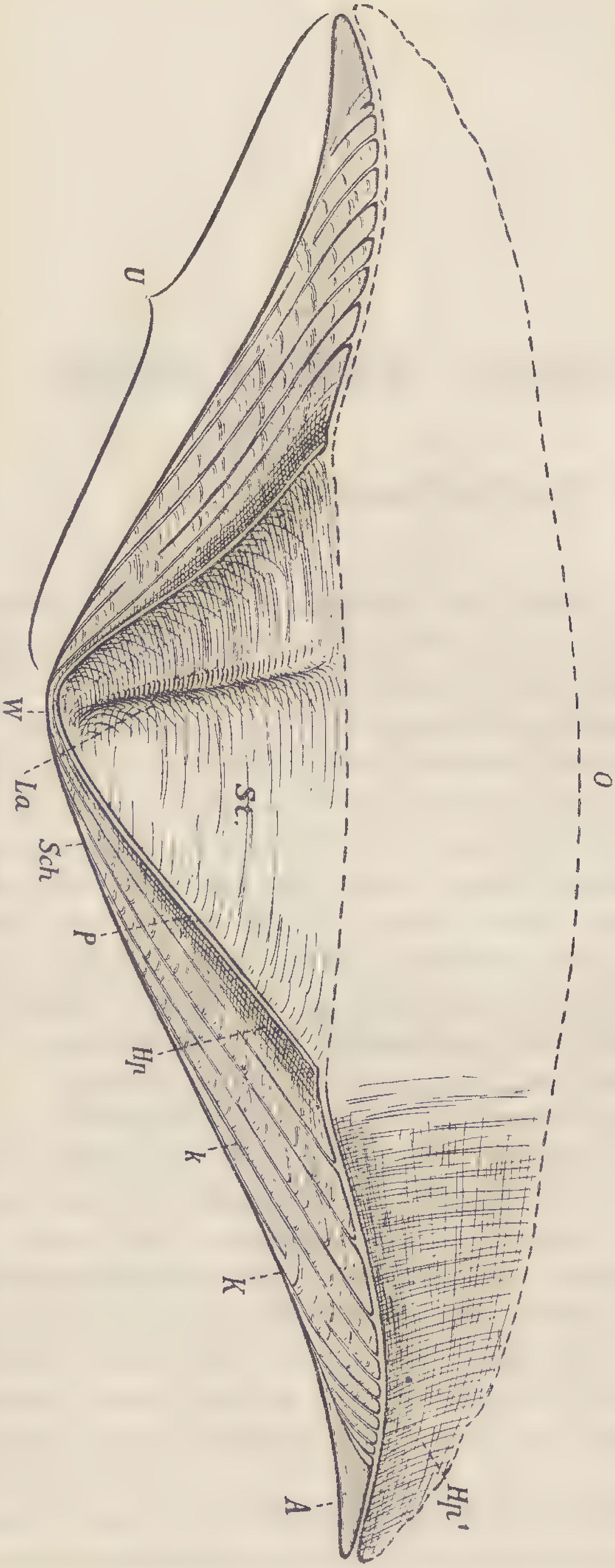


Fig. 1. Schematischer Längsschnitt durch die Schale von *Joufia*. Etwa $1/2$ der nat. Grösse. Buchstabenerklärung siehe S. 8.

weissen Rudistenkalks, in denen die mehr oder weniger vollständigen Klappen der Muschel sowie zahlreiche Bruchstücke derselben stecken. Der Versuch, einzelne Schalen durch Herauspräparieren vollständig freizulegen, misslang fast immer. Dagegen erzielte ich durch Schneiden und Anschleifen einzelner Stücke bessere Erfolge. Ich fand auf diese Weise, dass die von Herrn Professor BOEHM an den angeführten Stellen beschriebenen und abgebildeten Exemplare Unterklappen sind, dass ferner in dem Gestein auch Teile der Oberklappen stecken[1]. Ueber den Bau des Schlosses konnte ich mir gleichfalls einigen Aufschluss verschaffen, und bin daher im stande, ein leidlich vollständiges Bild des Fossils zu geben.

---

[1] Herr Professor BOEHM hatte schon früher ein Exemplar mit Ober- und Unterklappe frei aus dem Gestein herauspräpariert, doch ist es ihm und mir nicht völlig sicher, ob das Stück zu *Joufia reticulata* gehört.

Aeussere Form.

Textfigur 1 stellt einen Längsschnitt durch Ober- und Unterklappe der *Joufia* dar, Textfigur 2 einen Querschnitt durch die Unterklappe, etwas unter der Stelle geführt, wo die beiden Klappen zusammenstossen. Der Umriss der Unterklappe in Fig. 1 ist nach der Natur gezeichnet, hauptsächlich nach dem Taf. II Fig. 1 abgebildeten Stück, das sich ausnahmsweise leicht aus dem Gestein herauspräparierte, und die Gestalt der Schale, die bei andern Exemplaren oft verdrückt war, sowie die äussere Oberfläche derselben gut erkennen liess. Der Umriss der Oberklappe ist rekonstruiert, soweit dies nach dem vorhandenen Material möglich war. Danach erscheint *Joufia* als ein sehr flach kegelförmiger Rudist mit auffallend breitem Schalenrand, dessen Unterklappe eine glatte, nicht gefaltete oder geriefte Oberfläche hatte. Ueber die Oberflächenbeschaffenheit des Deckels kann ich nichts Bestimmtes angeben, da

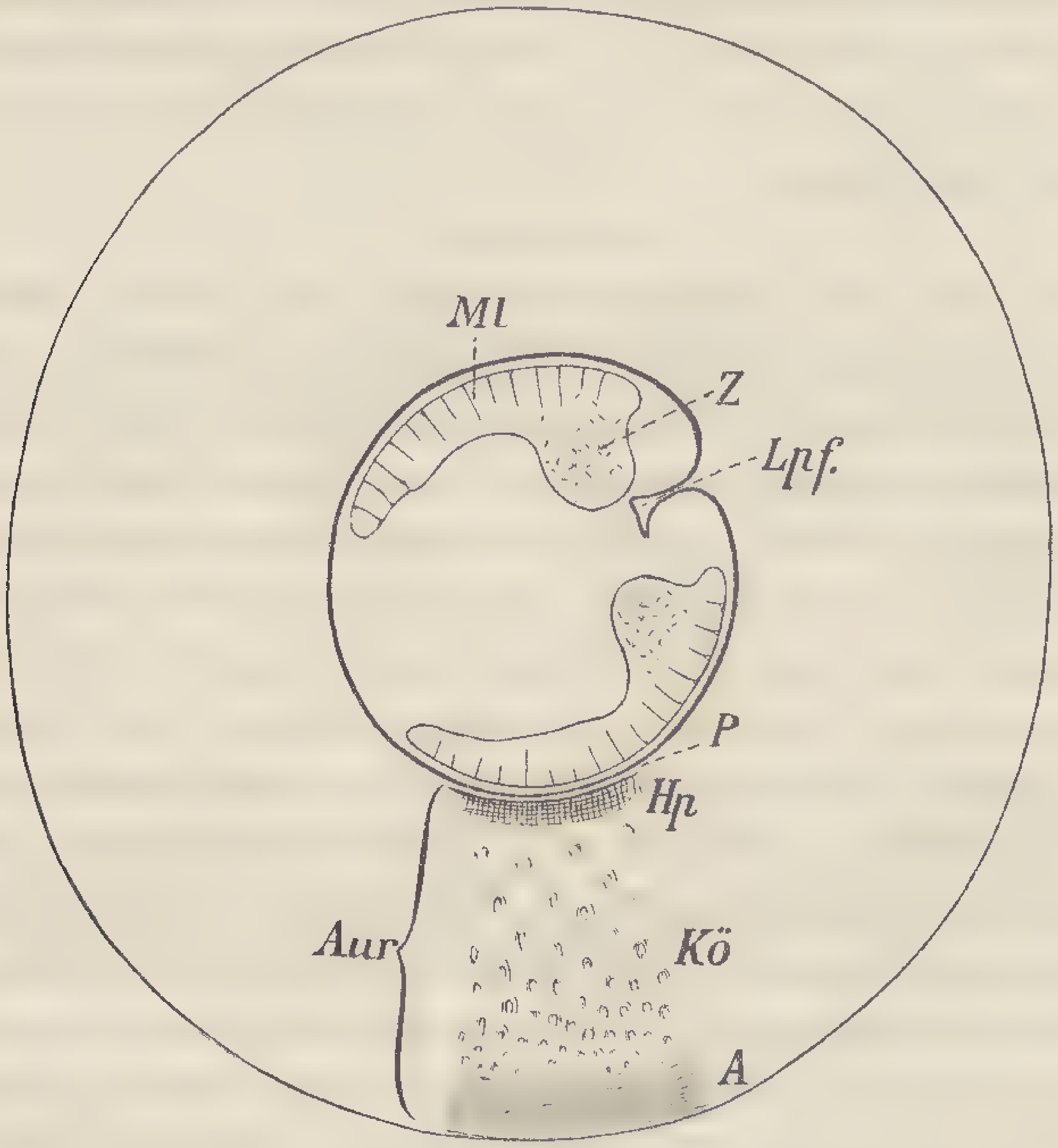


Fig. 2. Schematischer Querschnitt durch die Unterklappe von *Joufia*. Etwa 1/4 der nat. Grösse. Buchstabenerklärung siehe S. 8.

der Versuch denselben freizupräparieren, stets missglückte. Doch möchte ich nach einigen geringen Bruchstücken, die demselben zugehört zu haben scheinen, schliessen, dass er nicht so gleichmässig glatt war wie die Unterklappe, sondern eine mehr rauhe, etwas geriefte Oberfläche hatte. Abweichend von den Radiolitendeckeln, denen er in der Struktur gleicht, schloss er nicht nur die innere Höhlung, sondern deckte auch den sehr breiten Schalenrand der Unterklappe, wie dies Textillustration 1 schematisch, Taf. I Fig. 2 nach der Natur dargestellt zeigt. Der Wirbel liegt etwas exzentrisch, so dass die Schalenwand auf der Seite des Ligamentpfeilers kürzer ist als die gegenüberliegende. Von einem Kiemen- oder Afterpfeiler findet sich keine Spur.

Schloss.

Unter dem *Joufia*-Material befinden sich ausser den an den Kanälen stets leicht kenntlichen Unterklappen Stücke, welche auf den ersten Blick nur die Steinkerne der ersteren zu sein scheinen. Bei näherer Betrachtung findet man an ihnen jedoch auch Teile der Oberklappe, und eine genauere Untersuchung zeigt, dass letztere selbst, allerdings oft teilweise zertrümmert, in dem Gestein steckt. Einen solchen anscheinenden Steinkern mit anhaftenden Teilen der Unterklappe zeigt Taf. I Fig. 1. Besonders in die Augen fallen schon äusserlich die beiden sehr starken, den inneren Hohlraum mehr als zur Hälfte umziehenden Muskelleisten (*Ml Ml*), die faserig gestreift und auf dem Querschnitt (Textfigur 2 *Ml*) in eigentümlicher Weise gekerbt erscheinen. Die beiden Zähne der Oberklappe stehen in innigem Zusammenhange mit den Muskelleisten, von denen sie sich durch ihre lockere, unregelmässig löcherige Beschaffenheit unterscheiden. Der eine von ihnen ist an manchen Stücken schon äusserlich unterscheidbar Taf. I Fig. 2 *Z*.

Auch an wohlerhaltenen Unterklappen ist der Ligamentpfeiler stets abgebrochen. Doch sieht man deutlich seine Ansatzstelle, die vom Wirbel zum Aussenrand ziemlich geradlinig verläuft. Der abgebrochene Teil selbst steckt gewöhnlich zwischen den Zähnen und Muskelleisten des Deckels (Taf. I Fig. 1 *Lpf*) und ist auf Schnitten durch dieselben leicht sichtbar zu machen. Er zeigt sich dort vom Habitus der Sphärulitenpfeiler, ziemlich weit in das Innere vorspringend, mit querverbreitertem Ende (Textfigur 2 *Lpf*).

Ein schwacher Wulst verläuft von der Ansatzstelle des Pfeilers quer über die ganze Breite des Schalenrandes. Ob ein Zahn in der Unterklappe vorhanden ist, vermag ich nicht zu entscheiden.

Struktur der Unterklappe.

Dieselbe zeigt einen recht komplizierten Bau. Man kann an ihr vier Schichten deutlich voneinander trennen, von denen die eine der inneren, sog. Porzellanschicht, anderer Rudisten durchaus gleicht, während die drei andern zusammen (*Aur* in Textfigur 2) wohl im einzelnen Anklänge an den Schalenbau der Rudisten, insbesondere der Radioliten und Hippuriten zeigen, in ihrer Verbindung jedoch einzig dastehen.

1. Die Porzellanschicht (*P* in Textfigur 1 und 2): Sie kleidet in nicht sehr starker Lage den inneren Hohlraum aus und bildet ausserdem den Ligamentpfeiler. Diese Schicht ist oft nicht mehr erhalten, an verschiedenen Exemplaren ist sie aber deutlich nachweisbar.

2. Die Hohlprismenschicht (*Hp* in Textfigur 1 und 2), von der Beschaffenheit der Hohlprismenschicht der Radioliten, aber viel schwächer entwickelt. Sie ist an ein und demselben Exemplar von wechselnder Stärke, zwischen $^1/_2$—1 cm schwankend, und greift oft fingerförmig in die nächstfolgende Schicht, zu der sie allmähliche Uebergänge zeigt, ein (Taf. I Fig. 2 *Hp.*).

3. Die Kanalschicht (Textfigur 1 *K*, 2 *Kö*): Sie bildet die Hauptmasse der ganzen Klappe und ist vor allem charakterisiert durch die eigentümlichen, bereits von Herrn Professor BOEHM beschriebenen und als besonderes Kennzeichen der *Joufia* hervorgehobenen Kanäle, über die ich jedoch noch einige Bemerkungen hinzuzufügen habe. Dieselben sind um den Hohlraum in konzentrischen Kreisen, nach dem Aussenrande zu zahlreicher aber auch enger und kürzer werdend, gestellt, nicht durch Septen oder Scheidewände gekammert, von weisser Kalkmasse nachträglich ausgefüllt, so dass sie an angeschlagenen Stücken als parallel verlaufende weisse Kalkstäbchen erscheinen (Abb. s. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1898, S. 592). Die Kanäle der inneren Kreise beginnen in der Nähe des Wirbels, anfangs etwas gebogen, bald aber durchaus geradlinig verlaufend. Sie durchsetzen die ganze Dicke der dritten Schalenschicht, so dass ihre Oeffnungen als runde Grübchen auf dem sehr breiten Aussenrand der Schale erscheinen. Entsprechend dem Wachstum der Schale treten mit der Entfernung vom Wirbel immer neue Kreise von Kanälen auf, in denen diese an Zahl zu-, an Weite und Länge abnehmen, so dass die äussersten derselben kaum mehr als $^1/_2$ cm Länge erreichen. Da, wo die nach aussen folgende Schicht etwas

abgewittert ist, markieren sich, wie Taf. II Fig. 1 zeigt, die Anfänge der Kanäle als etwa 1 cm lange anscheinende Schlitze, die jedoch stets noch von einer dünnen Lage der dritten Schalenschicht bedeckt sind, und ursprünglich auch wohl noch von der vierten, an dem abgebildeten Exemplar abgeriebenen Schicht bedeckt waren. Die Anordnung der Kanalöffnungen auf dem Aussenrand zeigt Taf. II Fig. 3. Ferner verweise ich auf die von Herrn Professor Boehm gegebene vorzügliche Abbildung einer vollständigen Unterklappe (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1897, Bd. 49 Taf. VI). Die Kanalschicht hat ein bedeutend festeres Gefüge als die vorhergehende Hohlprismenschicht. Sie zeigt auf Schliffen eine parallele Schichtung, die an den Kanälen tutenförmig umbiegt, im übrigen aber an die fein querstreifige Struktur der Aussenschicht mancher Hippuritenschalen erinnert (Taf. II Fig. 2). Auf dem Aussenrand befindet sich in dieser Schicht ausser den Kanalöffnungen noch der Abdruck eines Gefässnetzes, das in seiner Anordnung sehr an die entsprechenden Bildungen auf dem Aussenrand von Hippuritenunterklappen erinnert, mit dem Unterschied, dass der dort erhabene Abdruck hier vertieft erscheint.

4. Die Aussenschicht (*A* in Textfigur 1 und 2): Dieselbe ist nur nach dem Aussenrande zu stärker entwickelt und erreicht hier bei grossen Exemplaren gegen 1 cm Dicke. Gegen den Wirbel hin nimmt sie an Stärke schnell ab und verschwindet dann an den von mir untersuchten Unterklappen bald ganz. Doch lässt sich wohl annehmen, dass sie, wenn auch nur sehr dünn, überall vorhanden gewesen ist. Sie besteht aus einer Anzahl feiner, konzentrisch um die äusseren Partien der dritten Schalenschicht abgelagerter Lamellen und erscheint von letzterer scharf abgesetzt. Auf dem Aussenrand ist die Grenze beider Schichten oft durch eine feine Rinne markiert, und die zu besprechende Aussenschicht lässt schon mit blossem Auge die Enden der einzelnen Lamellen als feine Streifung (Taf. II Fig. 3) erkennen. Taf. II Fig. 2 zeigt die Struktur der dritten und vierten Schicht auf einem Sagittalschliff durch die Schale.

Struktur der Oberklappe.

Sie ist von bedeutend einfacherem Bau als die Unterklappe und lässt nur zwei Schichten unterscheiden.

1. Die Porzellanschicht, von ähnlicher Beschaffenheit und Dicke wie die der Unterklappe. Aus ihr bestehen auch die Zähne und Muskelleisten.

2. Die Hohlprismenschicht. Diese Schicht, die fast den ganzen Deckel bildet, gleicht ganz der charakteristischen Hohlprismenschicht der Radioliten, von welcher Douvillé sagt, dass man an kleinen Bruchstücken derselben unfehlbar die Rudisten dieser Gruppe erkennen könne. Abb. Taf. I Fig. 2 zeigt ein Bruchstück einer mit Ausnahme des Wirbels ziemlich vollständig erhaltenen, nur stark abgeriebenen *Joufia*, bei der Deckel und Unterklappe in ihrem natürlichen Verbande erhalten waren. Man erkennt die bedeutende Dicke der Hohlprismenschicht des Deckels. Die Prismen desselben sind anders orientiert als die der Unterschale, sie bilden mit ihnen sowie mit den Kanälen einen stumpfen Winkel.

Die Kanalschicht fehlt dem Deckel ganz; ebensowenig liessen sich Spuren einer der vierten Schicht der Unterklappe entsprechenden Bildung erkennen.

Beziehungen von Joufia zu andern Rudisten.

Herr Professor Boehm hat bereits festgestellt, dass in der *Joufia* ein ganz neuer Rudistentypus vorliegt[1], der in keine der aufgestellten Gattungen eingereiht werden kann. Allerdings finden sich im Schlossbau und der Struktur der Schale manche Anklänge an andere Rudisten, insbesondere die Radioliten und zum Teil die Hippuriten, auf welche ich im vorstehenden zwar schon jeweils hingewiesen habe, die ich jedoch hier noch einmal zusammenfassen möchte.

Die äussere Gestalt und besonders Zahnbau und Struktur der Unterklappe erinnern am meisten an manche Radioliten bzw. Sphäruliten. Der Ligamentpfeiler zeigt im Querschnitt eine ganz ähnliche Gestalt, wie das betreffende Organ der Sphäruliten. Abweichend vom Radiolitentypus ist jedoch das Vorhandensein zweier äusserer Schichten der Unterklappe, der merkwürdigen Kanalschicht und der Aussenschicht. Die Kanalschicht bietet an den Stellen, wo sie nicht von Kanälen durchsetzt ist, ein ähnliches Bild, wie die äussere Schalenschicht mancher Hippuriten. Die Anordnung der Kanäle zeigt einige Aehnlichkeit mit der Verteilung der grossen Kanäle im Deckel der Hippuriten. Doch befinden dieselben sich hier in der Unterklappe, und Verzweigungen, sowie die porenartigen

---

[1] Nach Fertigstellung der vorliegenden Arbeit erschien eine Abhandlung von H. Douvillé, Sur quelques Rudistes a Canaux — Bulletin d. la soc. géolog. de France 1904, 4e Serie, Bd. IV, S. 519. Hierin stellt der Verfasser eine nov. sect. Radiolitella auf, deren Kanäle, wie Douvillé l. c. S. 534 hervorhebt, den Kanälen von *Joufia* homolog zu sein scheinen.

Oeffnungen nach aussen fehlen ganz. Die Gefässabdrücke des Mantelrandes erinnern sehr an das Gefässnetz auf dem Randsaum vieler Hippuritenschalen. Nur zeigen sie sich, umgekehrt wie bei letzterer Rudistengruppe, als Vertiefungen auf dem Aussenrand der Unterklappe. An den Kreuzungsstellen der Gefässnetze befinden sich die Oeffnungen der Kanäle.

Am wenigsten Beziehungen zeigt die *Joufia* zu den Capriniden. Gestalt und Struktur der Schale sind durchaus abweichend. Die Kanäle liegen in einer der äusseren Schalenschichten, nicht in der inneren Porzellanschicht, welchem Merkmal Douvillé bei der Unterscheidung der verschiedenen Rudistengruppen besonderes Gewicht beilegt. Demnach wäre die Gattung *Joufia* den Gruppen der Radioliten und Hippuriten anzuschliessen.

Das Alter der *Joufia* führenden Kalksteine ist durch keine andern Fossilien sicher festgestellt, die darin vorkommen. Ich fand beim Präparieren nur unbestimmbare Rhynchonellen und einige ebenfalls schlecht erhaltene Orbitulinen. Diese letzteren finden sich bekanntlich häufig in den *Schiosi*-Kalken derselben Gegend, die nach allgemeiner Annahme dem Oberen Cenoman oder dem Unteren Turon angehören. Es liegt bisher kein zwingender Grund vor, den *Joufia*-Kalken ein anderes Alter zuzusprechen.

Erklärung zu Textfiguren 1 und 2.

A = Aussenschicht der Unterklappe.
Aur = Aussenrand der Unterklappe.
Hp = Hohlprismenschicht der Unterklappe.
Hp' = Hohlprismenschicht der Oberklappe.
K = Kanalschicht der Unterklappe.
k = Kanäle.
Kö = Kanalöffnungen.
La = Ansatzstelle des Ligamentpfeilers.
Lpf = Ligamentpfeiler.
Ml = Muskelleisten.
O = Oberklappe.
P = Porzellanschicht der Unterklappe.
Sch = Schlitzförmige Endigungen der Kanäle auf der Aussenseite der Unterklappe.
St = Steinkern des Hohlraums.
U = Unterschale.
Z = Zahn der Oberklappe.

Erklärung der Tafeln.

Tafel I.

Fig. 1. Steinkern und Schlossapparat der Oberklappe von *Joufia reticulata* Boehm mit anhaftenden Bruchstücken der Unterklappe. Nat. Gr.

Aur = Aussenrand der Unterklappe.
Lpf = Ligamentpfeiler.
Ml = Muskelleisten.
U = Unterklappe.
St = Steinkern des Hohlraums.

Fig. 2. Teil einer Schale von *Joufia reticulata*, Ober- und Unterklappe in natürlichem Verbande. Nat. Gr.

Hp = Hohlprismenschicht der Unterklappe.
Hp' = Hohlprismenschicht der Oberklappe.
K = Kanalschicht.
k = Kanäle.
O = Oberklappe.
U = Unterklappe.

Tafel II.

Fig. 1. Bruchstück einer Unterklappe der *Joufia reticulata,* die Aussenschicht, Kanalschicht und schlitzförmigen Endigungen der Kanäle darstellend. Nat. Gr.

A = Aussenschicht der Unterklappe.
K = Kanäle.
Sch = Schlitzförmige Endigungen der Kanäle auf der Aussenseite der Unterklappe.

Fig. 2. Sagittalschliff durch die Unterklappe der *Joufia reticulata,* die Struktur der Kanal- und Aussenschicht zeigend. Etw. vergr.

A = Aussenschicht der Unterklappe.
K = Kanalschicht der Unterklappe.
k = Kanäle.

Fig. 3. Stück des Aussenrandes der Unterklappe von *Joufia reticulata.* Nat. Gr.

A = Aussenschicht der Unterklappe.
Hp = Hohlprismenschicht der Unterklappe.
K = Kanalschicht.
Kö = Kanalöffnungen.

Ueber die Bildung von Helium aus der Radiumemanation.

Von

F. Himstedt und **G. Meyer.**

Zweite Mitteilung.

Verschiedene mündliche wie schriftliche Anfragen und Mitteilungen, die an uns bezüglich unserer Publikation über den oben genannten Vorgang[1] gekommen sind, veranlassen uns, in Kürze noch über einige Versuche zu berichten, die wir zum Teil schon vor der ersten Mitteilung, zum Teil aber erst kürzlich ausgeführt haben.

1. Wir haben dieselben Versuche, die wir mit $RaBr_2$ angestellt haben, auch mit $BaBr_2$ in genau derselben Weise ausgeführt. Trotzdem wir hierbei viel grössere Substanzmengen verwenden konnten, haben wir nie eine Spur einer Heliumlinie entdecken können. Wir besitzen noch drei Röhren, die mit Radiumemanation gefüllt wurden, in denen das Heliumspektrum jederzeit mit Leichtigkeit gesehen werden kann. Dass in jenen Kontrollröhren nicht die Spur davon zu sehen ist, dient uns als Beweis dafür, dass das He nicht auf andere Weise, etwa aus der Zimmerluft etc., in unsere Röhren hineingekommen sein kann.

2. Wir haben in unserer ersten Mitteilung darauf hingewiesen, dass es vor allem darauf ankommt, den Einwand zu beseitigen, das Helium könne „verschlepptes“ Gas sein, herstammend aus den Mineralien, welche als Ausgangsmaterial für die Gewinnung des Radiums gedient haben, und von denen es bekannt ist, dass sie Helium abgeben können. Erscheint es an sich auch recht unwahrscheinlich, dass sich das Gas durch die vielen für die Darstellung des Ra erforderlichen chemischen Prozesse hindurchgerettet haben soll, so lässt sich anderseits, wie wir selbst ausdrücklich erwähnt

---

[1] Berichte d. Naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. XIV S. 222f. (1904).

haben, als Stütze für eine solche Annahme die Hartnäckigkeit anführen, mit der z. B. Palladium den Wasserstoff festhält.

Wir haben ein mit Wasserstoff beladenes Palladiumblech im Vakuum einer Quarzröhre mit der Gebläseflamme 30 Minuten lang bei fortwährendem Arbeiten einer vorzüglich wirkenden Kahlbaumschen Pumpe auf helle Rotglut erhitzt, und haben mit CO_2 dann so lange gespült, bis der Wasserstoff spektral nicht mehr nachweisbar war. Nach drei Tagen liess sich nach dem Erhitzen auf Rotglut wieder Wasserstoff nachweisen. Nachdem dieser wieder in der oben angegebenen Weise fortgeschafft war, konnte nach acht Tagen noch einmal Wasserstoff nachgewiesen werden. Eine Wiederholung der gleichen Prozedur nach längerer Pause gab leider kein einwandfreies Resultat mehr, da die Röhre durchschlagen wurde.

Ganz anders verliefen aber Versuche mit Cleveit. Wir haben im Vakuum eines schwer schmelzbaren Glasrohres 0,3 g Cleveit mit SO_4KH mit kräftiger Bunsenflamme 15 Minuten lang erhitzt, haben mit Wasserstoff ausgespült, bis keine Heliumlinie mehr zu sehen war, und soweit als möglich ausgepumpt. Nach drei Tagen war bei abermaligem Erhitzen vielleicht noch eine Andeutung der D_3-Linie vorhanden, doch konnte man hierüber im Zweifel sein, und das um so mehr, als selbst 30 Minuten langes Erhitzen keine Verstärkung der in Frage kommenden Linie ergab. Wiederholtes Erhitzen der Röhre nach 14 Tagen hat uns nie spektral nachweisbare Mengen von Helium geliefert.

Wir haben ferner 0,25 g pulverisierten Cleveit allein (ohne SO_4KH) 30 Minuten lang mit der Gebläseflamme im Vakuum des Quarzrohres auf helle Rotglut erhitzt, dabei fortgesetzt das frei werdende Helium weggepumpt und mit Wasserstoff weggespült, und haben dann bei späteren vielfach wiederholten Erhitzungen nie mehr in dem Rohre Helium nachweisen können.

3. Im Hinblick auf die Resultate dieser Versuche mit Cleveit scheint uns der folgende Versuch mit $RaBr_2$ besondere Beachtung zu verdienen.

Zirka 40 mg $RaBr_2$ wurden in einem langen Quarzrohre im Vakuum so stark erhitzt, dass die Substanz an das andere gekühlte Ende des Rohres hinüber sublimierte. Das Rohr wurde hierauf sehr gründlich mit Wasserstoff gespült und aufs äusserste evakuiert. Am folgenden Tage wurde das Radium, soweit möglich, wieder zurücksublimiert. Hierbei erschien das Rohr kurze Zeit wie mit einer schwach rötlich leuchtenden Wolke erfüllt zu sein, und im Spektrum traten in auffallender Weise die Linien 4341 und 4686 hervor, die offenbar identisch sind mit den stärksten *Ra*-Linien dieses Spektralbezirkes. Ob die übrigen *Ra*-Linien auch vorhanden waren, können wir nicht angeben, da wir nach ihnen nicht gesucht haben, weil unsere Aufmerksamkeit auf die *He*-Linien gerichtet war. Von diesen war keine Spur zu sehen. Nachdem das Rohr noch einmal mit Wasserstoff gespült war, wurde dasselbe so weit ausgepumpt, dass es durch Teslaströme gerade noch zum Leuchten gebracht werden konnte.

Nach sechs Wochen konnte in diesem Rohre, ohne dass dasselbe wieder erwärmt worden war, Helium nachgewiesen werden.

Durch diesen Versuch scheint uns der Einwand vom „verschleppten“ und „okkludierten“ Helium unhaltbar geworden zu sein, denn wir kennen keinen Vorgang, bei welchem eine Substanz, trotzdem sie durch Sublimation in den gas- resp. dampfförmigen Zustand übergeführt wird, ein fremdes Gas absolut festhält, um es nachher freiwillig langsam abzugeben. Die Vorstellung, welche sehr wohl geeignet erscheint, die Beobachtungen am Palladium zu erklären, dass nämlich das okkludierte Gas nur langsam aus dem Inneren des Metalles an die Oberfläche diffundieren kann, lässt sich im vorliegenden Falle wohl sicher nicht anwenden.

4. Eine Möglichkeit bliebe allerdings noch übrig, um die vorstehend beschriebenen Tatsachen auch ohne die Annahme einer Umwandlung von Radiumemanation in Helium erklären zu können. Man könnte sich nämlich vorstellen, dass eine kleine Menge von aus den Uranerzen stammenden Heliums bei der Darstellung des *Ra* mit einem Teile desselben ein Helid gebildet hätte, so dass also das, was man bisher als reines $RaBr_2$ angesehen hat, in Wirklichkeit ein Gemisch von $RaBr_2$ mit einer vielleicht nur ganz geringen Menge eines hypothetischen Helids sein würde. Es wäre nun natürlich denkbar, dass dieses Helid des Radiums sich ohne Zersetzung sublimieren liesse, aber dann müsste man, um das Resultat des obigen Versuches erklären zu können, annehmen, dass dieselbe Substanz, die trotz der hohen Sublimationstemperatur keine nachweisbare Zersetzung resp. Abspaltung von *He* gezeigt hat, nachträglich sich ganz unabhängig von der Temperatur zersetzt, und *He* abgibt, und zwar in derselben regelmässigen Weise, in der die Bildung der Emanation vor sich geht, denn dass ein inniger Zusammenhang zwischen Radiumemanation und Helium besteht, scheint uns nach allen vorliegenden Versuchen über jeden Zweifel erhaben.

Freiburg i. B., den 20. April 1905.

Spektralanalyse des Eigenlichtes von Radiumbromidkristallen.

Vorläufige Mitteilung

von

F. Himstedt und **G. Meyer.**

Sir WILLIAM HUGGINS und Lady HUGGINS[1] haben das Spektrum des von $RaBr_2$-Kristallen ausgehenden Eigenlichtes untersucht. Zu dem Zwecke war ein Kristall etwa 1 mm vor dem Spalt eines Quarzspektrographen befestigt; nach Expositionen von 72 bis 216 Stunden resultierten Spektrogramme, auf denen das Bandenspektrum des Stickstoffs vom positiven Pol, vermischt mit einigen Banden des negativen Pols zu erkennen ist. Weder Linien des *Ra*, des *Br* noch des *He* traten auf, ebensowenig die des Sauerstoffs. Das Bandenspektrum des *N* erstreckt sich nicht über die Grenzen des *Ra*-Kristalls hinaus, sondern bricht mit der Grenze des festen Salzes plötzlich ab. Benutzt wurden zu den Versuchen Präparate von Buchler & Co. und solche der Société centrale de produits chimiques. Das die meisten Linien aufweisende Spektrogramm ist mit einem Pariser Präparate erhalten.

Im Folgenden teilen wir die Resultate mit, welche wir bei der spektroskopischen Untersuchung des Eigenlichtes erhalten haben, das $RaBr_2$-Kristalle in verschiedenen Gasen entwickeln. Zu den Experimenten diente ein Quarzspektrograph, der ein CORNUsches Prisma von 60° enthielt; Kollimatorlinse und Objektiv der Camera waren plankonvexe Quarzlinsen von 14 cm Brennweite. Der Spalt war umgedreht, so dass er sich als ein nach innen verengter dreieckiger Einschnitt darstellte. In die Mitte dieses Einschnittes wurden drei von Buchler & Co. (Professor GIESEL) bezogene Kristalle von $RaBr_2$ so gelegt, dass sie sich nicht berührten, aber ihr Eigenlicht durch die Spaltöffnung auf die Kollimatorlinse senden konnten. Ein Stück rotes Klebwachs, welches das obere und untere Ende des Spaltes frei liess, hielt die Kristalle in ihrer Lage fest und blendete zugleich den mittleren Teil des Spaltes bei Aufnahme eines Vergleichsspektrums ab. In dem Spektrogramm erscheinen mithin in der Mitte die Spektren des Eigenlichtes der drei Kristalle und diese sind beidseitig benachbart von dem Vergleichsspektrum. Der ganze Spektrograph stand in einem grossen gasdicht geschlossenen Kasten aus Weissblech, welcher dem Spalte gegenüber ein Quarzfenster besass. Durch dieses hindurch wurde bei der Aufnahme des Vergleichsspektrums mittels einer Zylinderlinse das Bild der Kapillare einer GEISSLERschen Röhre mit Längsdurchsicht auf dem Spalte des Spektrographen entworfen.

---

[1] Proc. Roy. Soc. London 72 S. 196 und 409, 1904.

Untersucht ist das Eigenlicht des $RaBr_2$ in Atmosphären von Luft, Kohlensäure und Wasserstoff. Die Vergleichsspektren lieferten Vakuumröhren, welche Luft, Kohlenoxyd, Wasserstoff und sämtlich als Verunreinigung Quecksilberdampf enthielten. Bei Untersuchung in Luft war der den Spektrographen enthaltende Blechkasten mit aus dem Dunkelzimmer entnommener Luft gefüllt, die durch im Innern des Kastens aufgestellte Phosphorsäure trocken gehalten wurde. Für die Untersuchung in CO_2 wurde die Luft des Kastens durch langes Durchleiten von CO_2 verdrängt, und täglich wurde während der Dauer eines Versuches mehrere Stunden lang ein Strom von CO_2 aus einer Bombe hindurchgeleitet. Vor seinem Eintritt in den Kasten strich das Gas durch zwei Waschflaschen mit H_2SO_4. Im Innern des Kastens befand sich, wie bei den Versuchen mit Luft, eine Kristallisierschale mit Phosphorsäureanhydrid. Für die Versuche mit Wasserstoff war eine andere Anordnung getroffen. Die Kalliomatorlinse war mit Marineleim luftdicht in ihre Fassung eingekittet und das Spaltrohr mit einem luftdicht aufgekitteten Glasrohre umgeben, welches dem Spalt gegenüber mit einem Quarzfenster verschlossen war. Durch eine Bohrung kommunizierte das Innere des Kollimatorrohres mit dem Hohlraume des aufgekitteten Glasrohres, welches seinerseits durch einen Tubulus mit Hahn evakuiert und mit reinem aus Zn und H_2SO_4 entwickeltem und getrocknetem Wasserstoff gefüllt werden konnte. Die Expositionszeiten betrugen in allen Gasen 7—10 Tage. Die Einzelheiten der Spektrogramme treten am besten heraus, wenn man dieselben mittels einer Bogenlampe in zehnmaliger Vergrösserung auf eine Mattscheibe projiziert und im durchfallenden Lichte betrachtet. Eine auf der Glasplatte befestigte Skala ermöglichte dabei die Messung von Wellenlängen.

Die in Luft erhaltenen Resultate lassen sich folgendermassen beschreiben: drei parallele Streifen, durch vollkommen klare Zwischenräume voneinander getrennt, erstrecken sich von ca. 460 bis ca. 337μμ und sind wohl aufzufassen als die kontinuierlichen Spektren des von den drei Kristallen ausgesendeten Fluorescenzlichtes[1]. Die Schwärzung der Streifen ist am stärksten zwischen 460 und 380μμ, bedeutend schwächer und allmählich auf Null abnehmend im Bereiche von 380 bis 337μμ. Diese beiden Abteilungen unterscheiden sich nun noch sehr wesentlich durch die darin sichtbaren Stickstoffbanden. In dem Teile von 460 bis 380μμ, in welchem die Schwärzung durch das kontinuierliche Spektrum verhältnismässig stark ist, sind Verstärkungen, welche den im Vergleichsspektrum des positiven Bandenspektrums des Stickstoffs vorhandenen Banden entsprechen, nur andeutungsweise vorhanden, und diese Verstärkungen gehen sicher nicht über die Grenzen der drei Kristallkörper hinaus, so dass der Zwischenraum zwischen den drei parallelen Streifen ganz klar ist.

Ganz anders ist das Resultat in dem Teile der Aufnahme von 380μμ an, in dem also die Schwärzung des kontinuierlichen Spektrums eine nur geringe und nach den kleinen Wellenlängen stetig abnehmende ist. Hier treten sicher identifizierbar die positiven Stickstoffbanden 357,7, 337,1, 315,9 und der Gruppe bei 330 entsprechend im *Ra*-Spektrum vier Banden auf, die aber entgegengesetzt den oben erwähnten Verstärkungen nicht auf die drei Kristallkörper beschränkt sind, sondern das ganze durch das Klebwachs abgeblendete Gebiet, also auch die sonst auf der Platte völlig freien Zwischenräume zwischen den drei parallelen Streifen der kontinuierlichen Spektren erfüllen. Da der Streifen, welcher das Spektrum des Kristallkörpers darstellt, nicht über 337μμ hinausreicht, so steht die Bande 315,9 vollkommen frei da, und es ist sehr gut zu erkennen, dass sie von oben bis unten gleiche Schwärzung aufweist. Diese vier Banden müssen also daher rühren, dass der Stickstoff der Luft in der Umgebung der $RaBr_2$-Kristalle zum Leuchten gebracht wird, und zwar müssen die Kristalle die den vier Banden 357,7 etc. entsprechenden Wellenlängen am stärksten erregen, da nur diese in dem Raume zwischen den Kristallen auftreten, während die übrigen die Grenzen des Kristallkörpers nicht überschreiten. Dieser Erfolg wurde erst erreicht, nachdem die Kristalle längere Zeit in durch Phosphorsäure getrockneter Luft gewesen waren, und auch bei den Aufnahmen nur so getrocknete Luft benutzt wurde. In nicht so sorgfältig getrockneter Luft, z. B. der des Dunkelzimmers mit ihrem gewöhnlichen Feuchtigkeitsgehalte, konnten wir die Banden nur andeutungsweise erhalten.

---

[1] Nicht ausgeschlossen ist es, dass die Streifen nicht wirklich kontinuierliche Spektren sind, sondern dicht nebeneinander gelagerte, nicht aufgelöste Banden.

In Kohlensäure und Wasserstoff erhielten wir nur die drei getrennt von einander liegenden kontinuierlichen Spektren ohne jede wahrnehmbare Verstärkung. Dieselben erstreckten sich bis etwa $310 \mu\mu$, waren also länger als die in Luft erhaltenen, zeigten aber keine Spur von Banden oder Linien, welche den Zwischenraum durchziehen. Nach der Schwärzung der Platten zu urteilen, müssen die Kristalle in CO_2 heller leuchten als in Luft oder H; die Beobachtung der leuchtenden Kristalle mit dem Auge bestätigt dies.

Die von uns direkt nachgewiesene Tatsache, dass Stickstoff in der Umgebung der $RaBr_2$-Kristalle leuchtend wird, steht in Widerspruch mit den Resultaten von Lord und Lady HUGGINS, welche ausdrücklich betonen: „We are unable to detect any halo of luminosity outside the limit of the solid radium bromide“. Wir wollen deshalb nicht unerwähnt lassen, dass bei den HUGGINschen Versuchen die Spaltbreite ca. 0,05 mm, bei den unsrigen ca. 0,4 mm betrug. Eine Erklärung für die Nichtübereinstimmung müssen weitere Versuche bringen.

Unsere Beobachtung steht in vollkommener Uebereinstimmung mit den Beobachtungen von B. WALTER[1] über die Strahlung des Radiotellurs, welcher durch die von diesem Körper ausgehenden Strahlen den Schatten eines Stahldrahtes auf einer photographischen Platte abbilden liess, und dabei fand, dass Stickstoff durch Radiotellur zum Leuchten gebracht wird, und dass, wie die Einschaltung absorbierender Medien zeigte, die emittierte Strahlung zwischen 350 und 290 $\mu\mu$ liegt. Diese Erscheinung trat nur im Stickstoff auf. Das $RaBr_2$ zeigt das gleiche Phänomen, der Kristall bringt von den untersuchten Gasen nur den Stickstoff zum Leuchten, und dieses Licht emittiert die Wellenlängen 357,7 337,1 330, 315,9. Man wird hiernach wohl sagen dürfen, es ist nicht unwahrscheinlich, dass das Radiotellur den Stickstoff zur Emission derselben Wellenlängen veranlasst wie das $RaBr_2$.

---

[1] B. WALTER, Ann. d. Physik XVII S. 367, 1905.

Freiburg i. Br., 22. August 1905.

Physikalisch und physikalisch-chemisches Institut.

Geologische Beobachtungen in den Alpen.

Von

G. Steinmann.

II.

Die SCHARDTsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine.

Wenn eine neue Theorie eine kaum übersehbare Masse von bekannten Tatsachen unter einem wesentlich geänderten Gesichtswinkel erscheinen lässt, stehen sich ihre Anhänger und Widersacher gewöhnlich zunächst schroff und ohne Verständnis gegenüber. Denn es fehlt noch der gemeinsame Boden gut beglaubigter Tatsachen, auf den die Theorie sich aufbaut. Erscheinungen, die der Anhänger für zwingend erachtet, dünken dem Gegner verschiedener Auslegung fähig, und erst in dem Masse, wie diese allseitig richtig gewürdigt werden, kann sich die Anerkennung oder Abweisung der neuen Auffassung vollziehen.

Die Theorie der Alpenüberfaltung befindet sich augenblicklich in dem kritischen Stadium — überschwängliche Begeisterung auf der einen, mehr oder minder schroff ablehnende Haltung auf der andern Seite. Die meisten und mit die besten Kenner der Westalpen haben sich rasch oder zögernd der neuen Auffassung angeschlossen, wenn sie auch zum Teil jahrzehntelang eine abweichende Erklärung mit zündender Begeisterung vertreten oder mehr oder minder offen gegen die aufkeimende Idee Stellung genommen haben. Die meisten ostalpinen Geologen erblicken dagegen, wie es scheint, auch jetzt noch darin nicht nur eine unnötige Komplikation, sondern in ihren Folgerungen für die Ostalpen einen grundsätzlichen

Irrtum, weniger ein Ergebnis wissenschaftlicher als vielmehr phantastischer Forschungsmethode.

Bei dieser Sachlage halte ich es für den Fortschritt der Alpengeologie förderlich, auch meinerseits das Wort zu ergreifen und gewisse Tatsachen hervorzuheben, an denen die Brauchbarkeit und Richtigkeit der Theorie erprobt werden kann. Es würde mir nicht schwer fallen, in ähnlicher Weise, wie es DIENER getan hat, Einwürfe gegen die Theorie aus den tektonisch und teilweise stratigraphisch vielfach so unvollständig bekannten Gebieten der Ostalpen beizubringen. Ich unterlasse das nicht etwa nur deshalb, weil ich mich mit der Mehrzahl der französischen und Schweizer Geologen in der Rolle des Paulus befinde, sondern weil ich eben der Ansicht bin, dass für die Prüfung der Theorie in erster Linie solche Gebiete herangezogen werden sollten, die wenn auch nur bruchstückweise genauer durchforscht, kartiert und daher kontrollierbar sind, was für den grössten Teil der Ostalpen schon wegen des Fehlens einer geeigneten topographischen Unterlage so gut wie ausgeschlossen ist. Dagegen eignen sich die Alpen der Ostschweiz ungewöhnlich gut zu einer kritischen Prüfung, einmal, weil hier die Verbindung zwischen West- und Ostalpen liegt, und dann, weil wir aus jüngster Zeit für verschiedene Teile Bündens Spezialaufnahmen, wenn auch nur beschränkter Gebiete, besitzen und diesen in nächster Zeit weitere folgen werden. Zugleich ist es dasjenige Gebiet, aus dem mir die grösste persönliche Erfahrung zu Gebote steht.

Denjenigen Fachgenossen, die den Problemen der Alpengeologie hinreichendes Interesse entgegenbringen, die aber weder durch Autopsie noch durch eingehendes Literaturstudium die einschlägigen Punkte voll übersehen können, glaube ich ferner einen Dienst zu erweisen, wenn ich bei dieser Gelegenheit die wichtigsten Etappen auf dem Wege zu markieren suche, den das moderne Alpenproblem gegangen ist. Dabei glaube ich, auf ausführliche Literaturnachweise verzichten zu dürfen[1].

1. Geschichtliches.

Als Ausgangspunkte zur Einführung in das Alpenproblem eignen sich in den Westalpen am besten die „Glarner Doppelfalte“, anderseits die Klippen.

Nach den Deutungen von HEIM haben die **Lagerungsverhält-**

---

[1] Ich führe nur am Schlusse eine kleine Liste derjenigen Arbeiten, speziell über Graubünden an, auf die ich häufiger Bezug genommen habe.

nisse in den Glarner Bergen bis vor kurzem fast allgemein als die Folge einer doppelten Faltung gegolten. SUESS sowohl wie BERTRAND vertraten zwar die Ansicht, dass eine einheitliche Südfalte den Tatsachen besser gerecht werde, aber sie verliehen ihrer Meinung keinen weiteren Nachdruck und zogen auch die bedeutsamen Folgerungen nicht, die sich daraus ergeben. Sowohl ROTHPLETZ wie LORENZ gelangten auf Grund von Spezialuntersuchungen zu Ergebnissen, die mit der Doppelfalte HEIMS nicht vereinbar sind. Ersterer fasste schliesslich die Glarner Decke als eine von O gekommene Schubmasse auf, letzterer kam zur Annahme einer Bogenfalte aus S, O und N. Beide Deutungen lassen sich nur begreifen, wenn in Wirklichkeit eine südliche Schubmasse vorliegt, die sich nach N und zugleich nach O senkt. Denn weder die eine noch die andere Deutung wäre möglich, wenn die Nord- und Südfalte gegen O sich zurückzögen und austönten. Es begreift sich daher leicht, dass HEIM, dem als dem besten Kenner der Gegend diese und andere Schwierigkeiten am deutlichsten gegenwärtig waren, seine lang vertretene Ansicht schliesslich aufgab und die einheitliche Südfaltung annahm, die sich als notwendige Folge aus den Forschungen der Westschweiz herausstellte. Wenn heute jemand, der nicht mehr unter dem faszinierenden Banne der zurückbiegenden Luftlinien der beiden Falten auf dem HEIMschen Profile steht, und den Ueberschiebungen im Betrage von 40—50 km nicht prinzipiell schrecken, bei klarem Wetter den *Kisten-* oder *Panixer Pass* überschreitet, so wird ihm kein Zweifel daran aufkommen, dass eine einheitliche Südüberfaltung vorhanden ist. Denn die am weitesten vorgeschobenen Punkte der beiden Falten sind so nahe zusammengerückt und einander im Aufbau so ähnlich, dass ohne suggestive Mitwirkung der Gedanke an eine doppelte Faltung nicht gut entstehen kann. Von einem „Kampf um den Platz“ zwischen den beiden Falten ist erst recht keine Rede, wie schon BERTRAND bei der gemeinsamen Begehung im Jahre 1888 ausdrücklich bemerkt hat.

Die „Glarner Doppelfalte“ gehörte bis vor kurzem zum eisernen Bestande der Schweizer Alpengeologie. Sie hat insofern einen unheilvollen Einfluss ausgeübt, als sie dazu verführte, beträchtliche gegen S gerichtete Faltungen und Ueberschiebungen nicht als abnorm, sondern als selbstverständlich zu betrachten. Jetzt, wo sie wohl endgültig begraben sein dürfte, muss man auch die Folgerungen aus der einfachen Natur der Glarner Schubmasse ziehen: was auf ihr liegt, ist ebenfalls von S hergeschoben und wurzellos.

Das **Klippenphänomen** ist Anfang der neunziger Jahre von QUEREAU und SCHARDT in Angriff genommen worden. Die sorgfältige Untersuchung der *Iberger Klippen* durch ersteren ergab, dass hier eine bunte Serie der verschiedensten mesozoischen Gesteinsarten in wirrer Lagerung und stark gequältem Zustande beieinander liegen, wie sie in ähnlicher Entwicklung teils in den *Freiburger Alpen,* teils in der nördlichen Kalkzone der *Ostalpen* vertreten sind. Zugleich konnte QUEREAU unwiderleglich feststellen, dass diese Klippen nicht, wie SCHARDT vermutet hatte, von den nach N darübergefalteten helvetischen Ketten aus der Tiefe aufgeschürft seien, sondern dass sie im Gegenteil der ruhig gefalteten helvetischen Unterlage aufliegen und dass weit und breit weder im S noch im N ähnliche Gesteine zu finden sind. Dagegen stellt eine Reihe ähnlich zusammengesetzter und gelagerter Klippen in der Streichrichtung eine Verbindung mit den *Freiburger Alpen* her. Diese galten damals unbezweifelt als anstehendes Gebirge, und da QUEREAU zugleich nachwies, dass auch sie über die nach SO folgenden helvetischen Ketten auf mehrere Kilometer überschoben sind, so festigte sich im Anschluss an die früheren Vermutungen von ESCHER und STUDER die Vorstellung, dass die *Freiburger Alpen* und die *Chablaisregion* der jetzt noch sichtbare anstehende Rest einer Zone seien, die von N her über die helvetische Region geschoben wäre, dass die Hauptmasse dieses *„vindelicischen"* Gebietes unter der Molasse vergraben liege und dass die Klippen im NO und S der *Chablaisregion* die Erosionsreste der Deckscholle darstellten. Eine ausgedehnte Nordüberschiebung anzunehmen, konnte ja nicht weiter befremden, wo die *Glarner Nordfalte* und in ihrer westlichen Fortsetzung gleich gerichtete Faltungen unbeanstandet blieben. Zur gleichen Zeit stellten RENEVIER und LUGEON das jurassische Alter der Chablais-Breccie endgültig fest und nahmen, um ihr allseitiges Uebergreifen über den Flysch der *Chablaisregion* zu erklären, die Pilzfalte zu Hilfe, was nur dazu dienen konnte, die Autochthonie der *Chablaisregion* zu stützen. Auch die Untersuchungen SARASINS, die in dem Nachweis gipfelten, dass die exotischen Gesteine der *Chablaisregion* aus den *inneralpinen Ketten* abzuleiten seien, bewegten sich innerhalb der gleichen Vorstellung.

Diesen Vorstellungskreis suchte Ende 1893 SCHARDT mit der Hypothese zu durchbrechen, dass nicht allein die *Chablaisbreccie,* sondern die ganze *Chablaiszone* eine weit von S her überschobene Decke über den helvetischen Alpen bilde, dass die Klippen die

Reste dieser Decke in der Nordschweiz seien und dass ihre Fortsetzung im *Rhätikon* liege, d. h. also, dass die nördliche Kalkzone der Ostalpen ebenfalls nicht dort wurzele, wo sie sich heute befindet. Damit legte SCHARDT den Grund für die heutige Ueberdeckungs- oder Ueberfaltungstheorie, die er nicht nur auf die Alpen, sondern auf alle Gebiete ausgedehnt wissen wollte, wo Flysch mit exotischen Breccien, Klippen u. dgl. vorhanden ist. Wir sind um so mehr verpflichtet, „das Rühmliche von dem Gerühmten reinlich zu scheiden“ und im Interesse der geschichtlichen Wahrheit diese Theorie an den Namen ihres Urhebers zu knüpfen, als SCHARDT sein Kind bis zum Jahre 1895 auch gegen LUGEON und bis zum Jahre 1901 gegen HAUG und die meisten übrigen Alpengeologen hat verteidigen müssen. Es begreift sich freilich leicht, dass die SCHARDTsche Theorie nur schwer Anklang fand. Denn mag der Urheber einer neuen Auffassung auch noch so fest von ihrer Richtigkeit überzeugt sein, für eine allgemeine Anerkennung bedarf es des exakten Nachweises, dass wenigstens für ein beschränktes Gebiet eine andere Deutung ausgeschlossen ist. Eine detaillierte kartographische Aufnahme der *Rubli-Gumfluhkette*, etwa nach Art der QUEREAUschen Arbeit über die Iberger Klippen, die es evident gemacht hätte, dass die Chablaisbreccie tatsächlich wurzellos dem Flysch der Voralpen aufruht wie die Klippen der Nordschweiz den helvetischen Ketten, oder die genaue Verfolgung der Sattelzone der *Freiburger Alpen* in das Walliser Gebiet, wie sie später von LUGEON in Angriff genommen ist, hätten auch dem Nichtspezialisten eine Kontrolle ermöglicht, während die bis auf eine Tiefe von 2—3 km unter dem Meeresspiegel mit allen Einzelheiten durchgezeichneten Profile eher geeignet waren, Misstrauen an der Richtigkeit der Beobachtung und den daraus gezogenen Folgerungen zu erwecken. Auch heute noch stehen ja die exakten kartographischen Nachweise gerade für die massgebende Region der *Chablaiszone* fast ganz aus, aber es hat sich durch das eifrige Zusammenwirken der Schweizer und französischen Geologen in den Westalpen eine Fülle von Tatsachen ergeben, die gebieterisch eine einheitliche Auffassung des Baues der Westalpen auf Grund der Wurzellosigkeit der *Chablaiszone* fordern. Mag man von den *Klippen* und der *Chablaisregion* oder von der *„Glarner Doppelfalte“* und ihrer westlichen Fortsetzung ausgehen, auf beide Arten gelangt man zu der Ueberzeugung, dass die SCHARDTsche Theorie allein die Möglichkeit bietet, die mannigfaltigen und zum Teil so ungemein verzwickten tektonischen und faciellen Verhältnisse unter einem einheitlichen Gesichtspunkte zu begreifen. Gerade die Versuche LUGEONS (in gewissem Grade auch die weniger glücklichen Versuche TERMIERS), die SCHARDTsche Theorie im einzelnen auszubauen und auf die inneralpinen Zonen und die Ostalpen auszudehnen, lassen deutlich erkennen, dass hier ein Fortschritt von weittragender Bedeutung angebahnt ist.

2. Die Westalpen.

Im Laufe dieses Sommers habe ich nun einige Punkte der Westalpen, die mir zum Teil nur durch Begehung in früherer Zeit, zum Teil noch gar nicht bekannt waren, besucht zu dem Zwecke, die Richtigkeit der SCHARDTschen Theorie zu prüfen; von meinen Beobachtungen möchte ich einiges mitteilen, selbst auf die Gefahr hin, zumeist nur Tatsachen zu wiederholen, die dem Kenner dieser Gebiete nicht neu, und die auch in der Literatur, wenn auch nur andeutungsweise, niedergelegt sind.

Leichter als im *Chablais* selbst kann man sich in den *Freiburger Alpen* von der Wurzellosigkeit der Chablais-Breccie, der (bisher) obersten Decke dieser Region, überzeugen. Auf der Exkursion der französischen geologischen Gesellschaft, die im Jahre 1901 unter LUGEONS Führung das *Chablais* durchzog, vermochte ich mich den Deutungen unseres Führers in Bezug auf die Wurzellosigkeit der Breccie nicht anzuschliessen, da die immerhin erhebliche Breite (4 km) der Breccienzone an ihrer schmalsten Stelle eine Auffaltung an Ort und Stelle keineswegs auszuschliessen scheint.

In den *Freiburger Alpen* tritt die wurzellose Natur der Hornfluh-(Chablais-)Breccie am deutlichsten hervor, weil das schmale Band hier vielfach über dem Flysch im Streichen verschwindet, wo es, wenn wurzelnd, unbedingt fortsetzen müsste. Für den Zweifelnden ist besonders der Besuch der *Rubli-Gumfluh*kette mit Abstieg gegen *Saanen* zu empfehlen, wenn auch für dieses Gebiet eine Spezialkarte noch fehlt. Aber auch das nördlich daran anstossende Gebiet der *Spielgerten* und die Umgegend von *Zweisimmen* ist für diese Frage in hervorragendem Masse instruktiv. Ein Teil dieses Gebiets ist zuerst von KEIDEL, später von F. JACCARD im Massstabe 1 : 50000 kartiert worden. Obgleich die beiden Karten in keinem wesentlichen Punkte voneinander abweichen, so sind doch die Deutungen der Profile entgegengesetzt. KEIDEL lässt die Profile da endigen, wo die Sichtbarkeit aufhört, JACCARD zieht überall den Flysch unter dem Mesozoikum durch, was natürlich an den meisten Profilen gar nicht direkt sichtbar ist. Dem einen Beobachter erscheint autochthone Schuppenstruktur nicht ausgeschlossen, dem andern, der auf einer weiteren Basis arbeitet, ist die Wurzellosigkeit unbezweifelbar. Aber wie selbst bei monographischer Bearbeitung eines solch komplizierten Gebietes wichtige Beziehungen unerkannt bleiben können, zeigt uns JACCARD; er hat gänzlich übersehen, dass über der Brecciendecke noch eine jüngere Decke vorhanden ist, deren wichtigste Elemente Spilit und Radiolaritkalke des Malm sind[1].

Wenn man, auch ohne eine persönliche Anschauung von den Verhältnissen in der *Chablaiszone* zu besitzen, alle die Argumente zusammenhält, die SCHARDT, LUGEON und JACCARD für die Wurzellosigkeit der Chablais-Breccie (und damit auch für die der Spilit-Radiolaritdecke) und für ihren südlichen Ursprung zusammengebracht haben, so kann man sich der Ueberzeugung kaum verschliessen, dass hier eine durchaus sichere Basis gewonnen ist. Wer gar in der Lage ist, das ausgesprochen klippenartige Auftreten der Breccie in den *Freiburger Alpen* mit den unbezweifelt wurzellosen Klippen der *Nordschweiz* zu vergleichen, wird die Gleichartigkeit beider in tektonischer Beziehung anerkennen müssen. Wenn nun aber die Breccienmulde nicht als „Pilzfalte“, nicht als „Schuppenfächer“ erklärt werden kann, sondern nur als klippenartiger Rest einer südlichen Deckscholle, dann fallen auch die Gründe fort, die für die Autochthonie der Chablaiszone überhaupt beigebracht werden können. Dann wird man den von SCHARDT besonders betonten faciellen Eigenarten innerhalb der *Freiburger Alpen* die gebührende Bedeutung nicht absprechen dürfen. Ebenso wird man den Nachweis LUGEONS, dass im Rhonetale, jenseits der Wildstrubelkette, die gleiche Facies vorhanden ist wie diesseits der Kette unter den mittleren Voralpen, nur dahin ausdeuten dürfen, dass selbst die tiefsten Lagen der *Freiburger Alpen* und damit alles, was sie tragen, nur die Reste wurzelloser Deckschollen südlicher Herkunft sind. Auch die Untersuchungen SARASINS, die dargetan haben, dass die altkristallinen Massengesteine, die in Form exotischer Blöcke der *Chablaiszone* eigen sind, durchweg auf südliche Herkunft weisen, gewinnen in diesem Zusammenhange erst ihre richtige Bedeutung.

Als das Ergebnis einer diesjährigen Durchquerung sämtlicher

---

[1] Näheres darüber im Anhang, S. 47.

Zonen der *Freiburger Alpen* möchte ich hervorheben, dass mir keine einzige Erscheinung aufgestossen ist, die sich nicht zwanglos mit der Schardtschen Ueberfaltungstheorie in Einklang bringen liesse. Ich habe sogar manche bisher nicht beachtete Tatsachen gefunden, die diese Deutung noch weiterhin festigen. So liegen im Tobel der *Veveyse* bei *Châtel-St. Denis* viele grosse exotische Blöcke eines auffallenden Gesteins, die aus dem Flysch der *Gurnigelzone* stammen. Es ist das eine Breccie oder ein Konglomerat aus grossen Brocken ausschliesslich altkristalliner Gesteinsarten, unter Ausschluss jeglicher mesozoischer Bestandteile. Die bis über kopfgrossen Brocken sind bald ohne sichtbares Zement, bald mit Hilfe einer spärlichen grauen oder rötlichen, aber ebenfalls ganz kalkfreien Zwischenmasse miteinander verbunden, förmlich verschweisst, ein Gestein, das man sofort wiedererkennt, wenn man es einmal gesehen hat. Wir finden diese vormesozoische, wahrscheinlich altpermische „kristalline Breccie" wieder im *Casannagebirge* bei *Klosters*, wo sie Jennings entdeckt hat, und im *Plessurgebirge* bei *Arosa*, von wo sie durch Hoek beschrieben ist, hier aber nur als fetzenartige Schollen innerhalb der Aufbruchszone. Nur eine einzige Gegend ist mir bekannt, wo dies Gestein anstehend vorkommt: in dem grossen Verrucanomassiv des *Vorderrheintals* zwischen *Truns* und *Ilanz*. Dort ist es durch die Strasse zwischen *Brigels* und *Waltensburg* angeschnitten und erscheint als eine Art Grundkonglomerat in dem dort herrschenden gneissartigen Verrucano. Also im Rücken der Glarner Decke ist der Ursprungsort dieses eigenartigen Gesteins zu suchen!

Die **Autochthonie der Chablaiszone** bildete den Grundpfeiler für die Vorstellung von dem Vorhandensein eines *vindelicischen Gebirges* zwischen Alpen und Jura. Mit ihr steht und fällt die Möglichkeit, die nordschweizer Klippen von N herzuleiten. Ist aber die Klippendecke eine Schubmasse südlichen Ursprungs, so können auch die scheinbar gegen S gerichteten Faltungen der helvetischen Ketten, i. B. auch die sog. Nordfalte der „Glarner Doppelfalte" nur irrtümlich so gedeutet sein, und für eine gegen S gerichtete Faltung bleibt in der Nordschweiz kein Raum mehr.

3. Bünden.

Wenn nun die nordschweizer Klippen samt der *Chablaiszone* weither aus S gebracht sind und sie zugleich den obersten Verzweigungen der grossen Glarner Schubmasse aufruhen, was folgt daraus für die Ostalpen? SCHARDT hat in folgerichtiger Auswertung seiner Ergebnisse in der Schweiz schon 1893 den *Rhätikon* für eine Fortsetzung der nordschweizer Klippendecke erklärt, d. h. zu einer Zeit, als noch keine neueren und eingehenderen Untersuchungen für diese Gegend und für Bünden vorlagen. Inzwischen haben wir einige genauere Stichproben aus diesen wichtigen Gebieten erhalten, durch LORENZ für die *Falknisregion*, durch HOEK für das *Plessurgebirge*. Dazu kommen die kursorischen Begehungen durch ROTHPLETZ und mich, die neben vielem Unzutreffenden oder gar Phantastischem manche wichtige Tatsache ergeben haben. Es ist zwar wenig im Verhältnis zu dem, was wir wissen müssten, um vollständig klar zu sehen, aber es genügt, wie ich meine, um zu entscheiden, ob die SCHARDTsche Theorie auf die Ostalpen ausgedehnt werden darf oder nicht.

Drei grosse Faciesgebiete schälen sich im westlichen Bünden heraus.

Die **Facies der Bündner Schiefer,** welche anscheinend die Fortsetzung der Glarner Decke gegen O bildet, vielleicht aber als eine nächsthöhere Deckenverzweigung aufgefasst werden muss. Welche Formationen sie enthält, wissen wir auch heute noch nicht mit Sicherheit; aber ausser Lias ist neuerdings ältere Kreide (PAULCKE) und jüngere Kreide[1] darin nachgewiesen worden. Wahrscheinlich sind Jura, Kreide und Oligocän darin in vorwiegend schiefriger, fossilarmer Fazies enthalten, während die Basis von unvollständiger Trias gebildet wird.

Die **„vindelicische Facies“,** die als schmaler Streifen das Gebiet der Bündner Schiefer gegen N und O umgürtet und sich im *Plessurgebirge* und südlich davon stellenweise stark verbreitert. Sie ist durch meist unvollständige und sehr wechselnde Entwicklung der Trias, durch vielfach konglomeratische oder riffartige Facies des Malm, durch Couches rouges, besonders auch durch ophiolithische Eruptiva ausgezeichnet. Ihre komplexe Natur ist durch HOEKS Untersuchungen im *Plessurgebirge* schon festgestellt und diese tritt durch weitere Untersuchungen immer deutlicher hervor. Fetzenartig verteilte Schollen des kristallinen Grundgebirges inmitten der Sedimente bilden ein bezeichnendes Merkmal der „Aufbruchszone".

---

[1] Globigerinenschiefer als ein jüngeres Glied der Bündner Schiefer und wohl sicher der oberen Kreide zugehörig, sind neuerdings durch v. SEIDLITZ an verschiedenen Stellen unmittelbar unter der Ueberschiebung der *Sulzfluhzone* aufgefunden worden, nachdem ich sie zuerst im *Plessurgebirge* nachgewiesen hatte, wo sie in gleicher Stellung unter der Aufbruchszone hervortreten.

Die **ostalpine Facies** mit vollständiger Triasentwicklung bildet den *Rhätikon*, die höheren Teile des *Plessurgebirges* und ihre Fortsetzung in die *Unterengadiner Dolomitzone.*

Nun wissen wir, dass diese drei Faciesbildungen auf der ganzen Strecke vom *Falknis* bis *Tiefenkastel*, sowie im *Oberhalbstein* und *Schams* sich überall in einem gesetzmässigen Lagerungsverhältnis zueinander befinden, derart, dass die Bündner Schieferfacies durch die „vindelicische", und diese durch die ostalpine überschoben ist. Stets fallen mit den Faciesgrenzen grosse tektonische Schubflächen zusammen. So trennt ein scharfer Schnitt das Schiefervorland von der „Aufbruchszone" und diese von der Zone normaler ostalpiner Faltung. Daneben wird der Bau der mittleren oder „Aufbruchszone" von zahlreichen kleineren Ueberschiebungen und Verquetschungen beherrscht, vielfach so sehr, dass eine vollständige Uebereinstimmung mit dem wirren Bau der nordschweizer Klippen entsteht, und dass selbst bei einer Kartierung im Massstab 1 : 25000 vielfach nur „Quetschzonen" ausgezeichnet werden können, die fast die Bezeichnung Reibungsbreccie im Grossen verdienen. Schon vor acht Jahren konnte ich darauf hinweisen, dass neben dieser auffälligen Aehnlichkeit in den Lagerungsverhältnissen auch eine weitgehende Uebereinstimmung in der Zusammensetzung zwischen der „Aufbruchszone" und den nordschweizer Klippen, i. B. den östlichsten derselben besteht, ein Ergebnis, das durch die Spezialuntersuchungen von LORENZ und HOEK bestätigt und präzisiert worden ist. Als auffälligstes Glied, das beiden Gebieten gemeinsam ist, aber dem Schiefergebiete wie der ostalpinen Region fehlt, sind die ophiolithischen Eruptiva jüngeren Datums hervorzuheben. Sucht man daher auf Grund facieller Uebereinstimmungen und Aehnlichkeiten nach einer Fortsetzung im W, so kann nur die nordschweizer Klippenzone und das System der Chablaisdecken in Frage kommen. Lässt sich nun auch ein tektonischer Zusammenhang zwischen beiden wahrscheinlich machen oder haben wir vollständig getrennte, aber faciell wesentlich übereinstimmend entwickelte Zonen vor uns?

Wollen wir diese Frage zu entscheiden versuchen, so empfiehlt es sich, zunächst darüber Klarheit zu gewinnen, in welchem Verhältnis die lokale und die regionale Tektonik zueinander stehen in einem Gebiet, das aus übereinandergeschichteten Deckschollen aufgebaut ist. Durch mehrfaches Uebereinanderschichten von Ueberschiebungsdecken entsteht ein System von Schichtkomplexen vom allgemeinen Charakter einer einfachen Schichtfolge. An den Verschiedenheiten der Facies in den einzelnen Decken, sowie an den nie fehlenden Verquetschungen, Auswalzungen, Aufpressungen und Verschleppungen wird die zusammengesetzte Natur des Schichtkomplexes und damit der regionale Deckenbau erkannt. Wird nun ein solches System übereinandergehäufter Decken später gefaltet oder von Brüchen betroffen, so wird der regionalen Tektonik eine lokale aufgesetzt, und diese ist es, welche vielfach zunächst in die Augen springt, da sie vor allem in der Orographie zum Ausdruck gelangt. Sie muss daher auch in erster Linie studiert werden. Ergeben sich nun liegende Falten oder Ueberschiebungen, so ist das nächstliegende, diese als Aeusserungen der Lokaltektonik zu betrachten, wie das auch bis in die jüngste Zeit im Alpengebiete allgemein geschehen ist und vielfach noch geschieht. Hiernach sucht man den Ausgang einer Ueberschiebung naturgemäss in der Richtung, nach der die Ueberschiebungsfläche und die Schichten allgemein einfallen, und denkt sich den Schub aus dieser Richtung gekommen. Demgemäss konnte man auch für die oben bezeichnete Strecke *Falknis-Tiefenkastel* nach dem parallel laufenden Wechsel der Fallrichtungen in der Aufbruchszone, im hangenden ostalpinen Gebirge und im überschobenen Schiefervorlande lokale Ueberschiebungen aus OSO, SO, O, NO und N annehmen, und solange für die Westalpen nicht nur S—N, sondern auch N—S gerichtete Schubrichtungen sichergestellt schienen (Glarner Doppelfalte), konnte darin auch keine besondere Abnormität erblickt werden. Ich persönlich habe diese Vorstellung von Ueberschiebungen, deren Richtung mit dem Verlauf der Faciesgrenzen wechselt, und die ein bescheidenes Mass von wenigen Kilometern nicht überschreiten, besser vereinbar gefunden mit einem allgemein einheitlichen Baue des Alpengebirges, als die Annahme tiefer und ausgedehnter Ueberdeckungen aus O, d. h. in der Richtung des Streichens des Gebirges (ROTHPLETZ).

Es ist nun das besondere Verdienst LUGEONS, in Verfolgung der SCHARDTschen Theorie den Unterschied zwischen regionaler und lokaler Tektonik scharf betont und gezeigt zu haben, dass die vorwiegende Auswertung der Lokaltektonik zu schwer verständlichen Annahmen von Faltungen und Ueberschiebungen in verschiedenen Richtungen führt, dass sich dagegen unter gleichzeitiger Verwertung der regionalen Deckentektonik ein einheitliches und relativ einfaches Bild sowohl des Baues als auch der Verteilung der Faciesgebiete ergibt. Auf Grund der sorgfältigen Kartenaufnahmen und Profilierungen, die LORENZ vom Falknisgebiete gegeben hat, war es ihm möglich zu zeigen, dass hier eine ähnliche Umdeutung nicht nur möglich, sondern sogar geboten ist, wie er sie für die westlich gelegene, von BURCKHARDT untersuchte Region doppelter Faltung erfolgreich versucht hatte.

Wenn nun aber für die Westalpen eine einheitliche, S—N gerichtete Bewegung aller Falten und daraus sich ableitenden Decken festgestellt ist, wenn weder die „Glarner Doppelfalte“ noch die Chablais-Klippenzone eine andere Bewegung zulässig erscheinen lassen, so ist man vor die Frage gestellt, ob die Ueberschiebungen in Bünden nicht auch durch die Annahme einer einheitlichen S—N Ueberdeckung besser erklärt werden können, als auf Grund lokaler Ueberschiebungen von wechselnder Richtung. Ich muss jetzt diese Frage auf Grund meiner persönlichen Erfahrungen, sowie der in der Literatur niedergelegten Beobachtungen bejahen. Denn wenn es das charakteristische Merkmal einer fruchtbaren Hypothese oder Theorie ist, dass sich aus ihr heraus viele Erscheinungen sofort einwandsfrei erklären, die nach den bisherigen Vorstellungen nur schwer und gekünstelt zu deuten waren, so verdient die SCHARDTsche Hypothese nicht nur für die Westalpen, sondern auch gerade für Bünden zum mindesten die Bezeichnung einer berechtigten Arbeitshypothese.

Es war mir beispielsweise nie recht verständlich, warum am Nordrande des *Rhätikon* und seiner Fortsetzung in die *Lechtaler Alpen* nur so spärliche und isolierte Fetzen der „Aufbruchszone“ hervortreten. Die Couches rouges bei *Liebenstein* und *Oberstdorf*, die verdrückten Spilitvorkommnisse bei *Hindelang* und *Oberstdorf*, die Aptychenkalke und altkristallinen Gesteine in der Gegend des *Bolgen* erscheinen als gänzlich unzureichende Reste einer Zone, die hier anstehen und aus der Tiefe herausgepresst sein sollte, und zwar um so mehr, als der südliche Aufbruch des *Rhätikon* doch eine kontinuierliche und stellenweise, wie in der Gegend der *Sulzfluh*, auch mächtige Zone gezeitigt hat. Eine mindestens ebenso breite und vollständige Aufbruchszone hätte man am N-Rande erwarten sollen.

Dagegen wird die Zerfetzung leicht begreiflich, wenn man sie auf die Ausdünnung des Stirnrandes der „vindelicischen“ Decke zurückführt, die unter dem *Rhätikon* durchziehend zu denken ist.

Es ist schon von SCHARDT und LUGEON als ein wesentlicher Vorzug der neuen Ueberfaltungstheorie betont worden, dass sie die Annahme einer sehr komplizierten und schwer vorstellbaren Fjordstratigraphie entbehrlich macht. Das gilt i. B. für den Verlauf der Bündner „Aufbruchszone“. Die bisherige Deutung der „Aufbruchszone“ beruhte auf der Vorstellung, dass die ostalpine Meeresregion ursprünglich durch eine gewundene Linie von der Region der Bündner Schiefer getrennt gewesen wäre und dass eine abweichend zusammengesetzte Randfacies die ostalpine Region längs dieser Grenzlinie begleitet hätte, die sog. „vindelicische“ Facies, die durch unvollkommene Entwicklung der Trias, durch die ophiolithischen Eruptiva jüngeren Datums und durch verschiedene Arten von Uebergangsbildungen zwischen ostalpiner und helvetischer Entwicklung von Jura und Kreide ausgezeichnet gewesen wäre. Ein Rücken aus altkristallinen Gesteinen hätte während der mesozoischen Zeit die Grenze zwischen der vindelicischen einerseits und der helvetischen und Bündner Schieferregion anderseits gebildet. Durch die von der ostalpinen Region ausgehende Faltung sei die „vindelicische“ Zone herausgepresst und über die benachbarten, faciell abweichenden Regionen hinübergeschoben worden; und ebenso habe eine allseitige Ueberschiebung der vindelicischen Region durch die Gesteine der ostalpinen stattgefunden. Für die mesozoischen Sedimente erschien eine derartige Verteilung der Faciesgebiete wohl vorstellbar; schwer zu erklären ist aber, dass auch schon die altkristallinen Gesteine, i. B. die granitischen Elemente des, wie der Verrucano zeigt, zur Permzeit eingeebneten altkarbonischen Faltengebirgs eine Verbreitung besessen haben sollen, die genau dem gewundenen Verlaufe dieses Rückens entspricht. Denn der gut gekennzeichnete Juliergranit erscheint in grossen Massiven im Oberengadin, in vereinzelten Schollen in der Aufbruchszone und als Gerölle in den jurassischen Konglomeraten und Breccien derselben Zone bis zum Falknis nach N (ausserdem als Gerölle in der *Ormonds-Breccie* der Freiburger Alpen!). Unter der Annahme einer lokalen Aufpressung der Aufbruchszone würde diese Tatsache eine derart detaillierte Präformation der quer zum Streichen des Gebirges laufenden mesozoischen Faciesgrenzen und tertiären Dislokationen schon zur Karbonzeit voraussetzen, wie sie bisher noch nirgends in ähnlicher Weise festgestellt ist. Nach der Theorie der Ueberfaltungsdecken ist diese Schwierigkeit gehoben: die Fjordstratigraphie der mesozoischen Absätze und die wunderbare Verbreitung der Juliergranite wird durch sie auf axial verlaufende Zonen im Innern des Gebirges zurückgeführt.

Sind nun schon diese und noch viele andere Erscheinungen in der westlichen Bündner „Aufbruchszone“ geeignet, der Ueberfaltungstheorie einen Vorzug vor den bisherigen Ansichten zu sichern, so trifft das noch in viel höherem Grade für die Verhältnisse im *Unterengadin* zu, besonders wenn man sie mit denen des westlichen Bünden in Einklang zu bringen versucht.

Die früher mehr vermutete stratigraphische Uebereinstimmung der Bündner Schiefer des Unterengadin mit denen des westlichen Bündens ist durch die Untersuchungen Paulckes schärfer präzisiert worden. Beide müssen als Absätze einer und derselben Meeresregion der mesozoischen und vielleicht auch alttertiären Zeit angesehen werden. Wo hat nun die Verbindung zwischen den beiden jetzt getrennten Gebieten bestanden? Entweder über die „Zentralmassivregion“ des *Fervall*, der *Silvretta*, *Pischa* etc. hinweg oder unter ihr durch, ein drittes gibt es nicht. In dem Masse als nun durch die Arbeiten von Lorenz, Rothpletz, Hoek, v. Seidlitz, Schiller und Paulcke die randlichen Teile dieser Zentralmassivregion bekannt geworden sind, hat sich mit bemerkenswerter Uebereinstimmung herausgestellt, dass weder die Bündner Schiefer, noch die Gesteine der Aufbruchsregion über die trennenden Zentralmassive hinweg verbreitet gewesen sein können. Dagegen kehrt die vindelicische Aufbruchszone, wie sie im westlichen Bünden angetroffen wird, in der Umrandung der Unterengadiner Schiefer als überschobene Decke wieder, und über sie breitet sich allseitig die ostalpine Decke mit ihrer kristallinen Unterlage aus. Die Verbindung zwischen den Unterengadiner Schiefern und der sie bedeckenden Aufbruchszone mit den faciell gleichen Gebieten Westbündens kann also nur unter den Zentralmassiven hindurch gedacht werden. Nur so begreifen wir, dass im *Inntale* zwischen *Ardez* und *Martinsbruck* wieder Schollen von Juliergranit über dem Schiefer erscheinen, nur so verstehen wir, dass Paulcke an der schwer begehbaren Stammerspitze inmitten der Unterengadin-Schiefer den Schiefersockel von ophiolithischen Eruptiva der Aufbruchszone und von alpiner Trias bedeckt finden konnte. Kein „Kampf um den Platz“ zwischen konzentrisch zusammenstossenden Ueberschiebungen ist hier, wo er auf keinen Fall fehlen dürfte, beobachtet worden.

So schälen sich gerade aus den Verhältnissen in Bünden, wo eine Anzahl exakter Arbeiten die genaue Prüfung gestatten, mit die wichtigsten Argumente für die SCHARDTsche Theorie heraus, und es begreift sich leicht, dass LUGEON und TERMIER auf dieses Gebiet mit besonderem Nachdruck abheben. Denn wie wichtig und notwendig auch die Feststellung der Lokaltektonik ist, — sie bildet die unentbehrliche Grundlage für jede weitere Forschung — so führt sie allein doch eben nur zum Verständnis der sekundären Vorgänge der Gebirgsbildung, nämlich einerseits der Unregelmässigkeiten, die bei der Uebereinanderschichtung der Decken in der ersten Phase der Alpenbildung (zur Oligocänzeit) hervorgetreten sind, anderseits der Längs- und Querwellen, die in dem Systeme übereinandergeschichteter Decken während der zweiten (jungmiocänen) Phase geworfen wurden, schliesslich der noch jüngeren Brüche, deren Bedeutung für den Gesamtbau aber sehr in den Hintergrund tritt. Die Lokaltektonik allein hat zur Annahme von Aufbruchszonen, konzentrischen Ueberschiebungen, ja sogar zu Deckschollenschüben im Streichen des Gebirgs geführt; eine Erklärung dagegen, die nicht allein den lokalen Lagerungsverhältnissen vollständig gerecht wird, sondern die vor allem auch die Faciesverhältnisse und die Gesamttektonik befriedigend auflöst, ist nur in der Ueberfaltungstheorie gegeben, wie sie von SCHARDT aufgestellt, von LUGEON, TERMIER, HAUG usw. aufgenommen und weitergebildet ist. Für mich besitzt diese Theorie, soweit Bünden (und damit natürlich auch die Ostalpen überhaupt) in Frage steht, nicht nur den Wert einer Arbeitshypothese, sondern ich erkenne ihr die Eigenschaft zu, dass sie die bis jetzt bekannten Tatsachen am besten und vollständigsten erklärt. Hoffentlich liegt auch der Zeitpunkt nicht allzufern, wo sich die ostalpinen Geologen weniger spröde gegen die neue Auffassung zeigen werden, und wo der Versuch, sie auf die Ostalpen zu übertragen und anzuwenden, wenigstens nicht mehr als unwissenschaftlich hingestellt wird.

Anderseits muss ich mich ausdrücklich dagegen verwahren, als ob ich alle den Folgerungen und Eingliederungen in das Ueberfaltungsschema, wie sie i. B. TERMIER für die Ostalpen versucht hat, zustimmte; im Gegenteil erscheinen mir viele davon zum mindesten verfrüht und unsicher, andere zweifellos unrichtig, wie ich weiter unten darlegen werde. Das wird auch jedem von vornherein verständlich sein, der die Schwierigkeit dieser Aufgabe und den unvollkommenen Stand unserer Kenntnisse richtig einschätzt.

4. Ost- und Westalpen.

Zwischen Ost- und Westalpen existiert keine prinzipielle Grenze — das ist eine der wichtigsten Folgerungen aus der SCHARDTschen Theorie. Orographisch bezeichnet zwar das Rheintal von Ilanz bis zum Bodensee einen deutlichen Schnitt, dessen geologische Bedeutung ich weiter unten versuchen werde klarzustellen. Wie gestalten sich nun die geologischen Zusammenhänge zwischen West- und Ostalpen? Die Chablaisdecken setzen nach SCHARDT und LUGEON in den *nordschweizer Klippen* und diese im *Falknis* und *Rhätikon* fort, und es fragt sich nun, ob ein solcher Zusammenhang auch im einzelnen wirklich nachweisbar ist.

Nach diesen Autoren finden sich in der Chablaiszone übereinander drei unabhängige Decken, die von unten nach oben aufeinander folgen:

1. Die **Freiburger Decke**[1] (Zone externe und Zone des cols — SCHARDT; Zone bordière und Zone interne — LUGEON);
2. die **Klippendecke** (Préalpes médianes = Chaînes calcaires — SCHARDT).
   Sie gliedert sich in
   a) eine nördliche Zone mit *Zoophycus*dogger und Neokom,
   b) eine südliche Zone mit *Mytilus*dogger und ohne Neokom.
3. Die **Brecciendecke** (Brèche du Chablais, Hornfluh-Breccie).

TOBLER hat nun versucht, diese Zonen in den nordschweizer Klippen zu verfolgen und hat nachgewiesen, dass hier die Freiburger Decke — wie er meint infolge von Erosion — fehlt, dass die Klippendecke fast ausschliesslich vertreten ist, und zwar in beiden Unterabteilungen, der nördlichen und der südlichen, und dass auch noch Spuren der Brecciendecke wenigstens in einzelnen Blöcken vorliegen. Nach SCHARDT und LUGEON würde nun die Klippendecke im *Falknis*, d. h. in der „vindelicischen“ oder „Aufbruchszone“, die Brecciendecke im *Rhätikon* fortsetzen. Ersteres kann man in dieser allgemeinen Fassung gelten lassen, letzteres aber auf keinen Fall, wie sich ohne weiteres aus folgender Zusammenstellung der wichtigsten mesozoischen Horizonte aus den beiden Faciesgebieten ergibt:

---

[1] Es erweist sich als notwendig, die einzelnen Decken mit kurzen Namen zu bezeichnen. Ich wähle solche Namen, die an bekannte Gegenden und gebräuchliche Bezeichnungen möglichst enge anknüpfen.

	Brecciendecke	Rhätikon
Kreide	Couches rouges[1]	Unbekannt
Jura	Obere Breccie (blaugraue Kalke mit feinen Breccien) Dachschiefer (schwarze, rote und grüne Schiefer Untere Breccie (grobe Kalkbreccien und *Crinoiden*-Kalke, nebst unteren Schiefern und Kalken. *Pentacrinus tuberculatus, Belemniten*	Radiolarit Algäuschiefer Rote Cephalopodenkalke
Trias	Rhätische Kalke und Schiefer mit *Avic. contorta* usw. Graue und blaue dolomitische Kalke (fossilleer) Rauchwacke (Gips) Quarzit	Oberer Dachsteinkalk Rhätische Schichten mit reicher Fauna Hauptdolomit Raibler Schichten Arlbergschichten Partnachschichten Muschelkalk mit reicher Fauna Buntsandstein
Perm	Verrucano	Verrucano

Wie man sieht, steht der ganz unvollständigen und, mit Ausnahme des Rhät, fossilleeren Trias in der Brecciendecke die vollständige und fossilführende ostalpine im *Rhätikon* gegenüber und der Jura des *Rhätikon* mit seinen roten Cephalopodenkalken und dem typischen Tiefseeabsatz des oberjurassischen Radiolarits zeigt nicht die geringste Aehnlichkeit mit den konglomeratischen Flachseebildungen der Brecciendecke. Der Nachweis, dass die westalpine Brecciendecke im ostalpinen *Rhätikon* fortsetzt, muss demnach als durchaus misslungen bezeichnet werden. Entspricht denn nun die Klippendecke der Falkniszone? Auch diese Gleichstellung bietet auf den ersten Blick grosse Schwierigkeiten. Lias und Dogger sind im Falknisgebiete bisher noch nicht nachgewiesen, und der Malm ist in der eigenartigen Facies der Falknisbreccie entwickelt. Diese hat mit der Chablaisbreccie nichts weiter gemein, als dass auch sie eine Jurabreccie ist. Schon allein das massenhafte Auftreten von Geröllen kristalliner Gesteine, i. B. des „Juliergranits“, scheidet sie ebenso streng davon, wie die koralligene Tithonfauna, die LORENZ darin nachweisen konnte. Wohl aber bestehen Beziehungen zu gewissen Vorkommnissen der Klippen, wie LORENZ nachgewiesen hat. Denn die Klippe des *Berglittensteins* bei *Buchs* besteht zum Teil auch aus „Châtelkalk“ mit Einschlüssen kristalliner Gesteine[1], und dieser sowie der dort auftretende oolithische Jurakalk führen dieselbe Protozoe, *Calpionella alpina*, die in den Kalken der Falknisbreccie verbreitet ist. So darf man denn die Falknisbreccie als ein lokal modifiziertes Aequivalent des Malm der Klippendecke betrachten, dessen brecciöse Ausbildung nicht auf Bünden allein beschränkt ist, sondern auch auf den östlichen Teil der nordschweizer Klippen übergreift. Der „Flysch“ der Unterkreide (Tristelschiefer und -breccie) mit *Algen*, *Orbitulinen* und *Diploporen*, der die Falknisbreccie überlagert, ist aus der Klippendecke in dieser Form nicht bekannt geworden, weder in den nordschweizer Klippen selbst, noch in der Chablaisregion. Aber da er sich, wie die mächtigen grauen Mergelkalke der Unterkreide in der nördlichen Zone der Klippendecke *(Freiburger Alpen)*, zwischen Tithon und Couches rouges einschiebt, so tritt doch hierin eine bemerkenswerte Aehnlichkeit mit der Nordzone der Klippendecke hervor, und die Unterschiede beschränken sich auf eine mehr litorale Entwicklung der Sedimente der Unterkreide (wie des Tithons) im O des Rheins.

---

[1] Dass die Couches rouges zur normalen Serie der Brecciendecke in den Freiburger Alpen gehören, hat Keidel nachgewiesen (vgl. S. 48).

Verfolgen wir nun die „Falkniszone“ weiter gegen O, so treten uns im Zuge der *Kirchlispitzen—Drusenfluh—Sulzfluh* die Gesteine der südlichen Zone der Klippendecke entgegen: tithonischer Korallenkalk mit der Fauna von *Wimmis* und darauf klebend meist ohne Zwischenschaltung von Unterkreide die Couches rouges, genau wie an der *Grossen Mythe*, die TOBLER ebenfalls der südlichen (inneren) Zone zurechnet und wie bei *Wimmis* in der südlichen Zone der Préalpes médianes. Mit Unterbrechungen lassen sich beide Zonen, die nördliche in der Form der Falknisbreccie, die südliche als koralligener Pretschkalk (HOEK) in das *Plessurgebirge* hinein verfolgen. In den *Schamser Bergen* ist die erstere in der Form der Taspinitbreccien HEIMS, die letztere, wahrscheinlich in der Form der reinen Kalke und Marmore noch vertreten.

---

[1] Auch im Geschwendtobel bei Iberg habe ich solche Gesteine gesammelt.

Wieviel nun auch an Einzelheiten in diesem ungemein schwierigen Gebiete noch zu ergründen ist[1], das eine lässt sich schon jetzt mit Sicherheit feststellen: an der Basis der „Aufbruchszone" kann man im westlichen Bünden die Aequivalente der Klippendecke verfolgen, und zwar treten die älteren Glieder (Trias, Lias, Dogger) hier im O allgemein zurück gegen die jüngeren (Malm und Kreide). Zugleich ist die Bündner Ausbildung der nördlichen Zone durch konglomeratische und sandige Facies (Falknisbreccie, Taspinitkonglomerat, Tristelbreccie) gekennzeichnet. Unter ihren Komponenten heben sich die „Juliergranite" besonders hervor. Es wäre weiterhin darauf zu achten und festzustellen, ob wirklich, wie ich nach eigenen Beobachtungen und nach den Angaben von LORENZ und HOEK glaube annehmen zu dürfen, überall, wo die beiden Zonen der Klippendecke zusammen vorkommen, die nördliche (äussere) unter der südlichen (inneren) liegt.

Nach der Ueberfaltungstheorie von SCHARDT und LUGEON dürfte man vermuten, dass die Klippendecke im „Fenster" des *Unterengadins* wieder erscheint. SCHILLER und PAULCKE haben festgestellt, dass das nicht der Fall ist, und letzterer hat aus dem Fehlen aller Gesteine, die für die Klippendecke als bezeichnend gelten können, i. B. des tithonischen Sulzfluhkalkes und der Falknisbreccie mit Recht geschlossen, dass der *Rhätikon* nicht als eine vom *Antirhätikon* ausgegangene Schubmasse aufgefasst werden kann, wie es ROTHPLETZ sich gedacht hat. Wir müssen daher wohl annehmen, dass die Klippendecke unter den kristallinen „Massiven" der *Silvretta* und *Pischa* nach S zurückweicht, bis etwa neue Beobachtungen uns eines andern belehren.

Die Brecciendecke findet, wie wir gesehen haben, im *Rhätikon* ihre Vertretung nicht. Dennoch lässt sie sich auch in Bünden verfolgen. An verschiedenen Stellen der Aufbruchszone treten Breccien auf, die nur aus sedimentären Komponenten bestehen (Trias und Lias), und die auch in ihrer sonstigen Beschaffenheit der

---

[1] Die Herren LORENZ, HOEK und v. SEIDLITZ sind mit der genauen Kartierung der Strecke *Falknis—Tiefenkastel* beschäftigt.

Chablaisbreccie durchaus gleichen, wie ich mich durch erneute Begehung der Chablaisregion überzeugt habe. Sie sind bisher teils als Liasbreccie bezeichnet, teils von der Falknis- oder Tristelbreccie nicht getrennt worden. Wenn sie auch nur sporadisch auftreten, so ist doch ihr Vorkommen als solches schon von Bedeutung, noch mehr aber ihre Stellung innerhalb der „Aufbruchszone“. Wo ich sie gesehen habe, wie am *Grubenpass* und am *Aroser Weisshorn*, lagen sie stets auf dem Triasdolomit oder auf dem Tithonkalk der Klippendecke und stets unter den Gesteinen der gleich zu besprechenden Serpentin-Radiolaritdecke, die, wie wir sehen werden, auch in den Westalpen gleich darüber folgt[1]. Auch HOEKS Beobachtungen im Plessurgebiete bestätigen dies Lagerungsverhältnis. Es erscheint demnach die Brecciendecke noch spurenweise in den nordschweizer Klippen sowie im südlichen *Rhätikon* und im *Plessurgebirge.* Im *Unterengadin* ist sie bisher ebensowenig gefunden wie die Klippendecke, weshalb anzunehmen ist, dass beide unter den vorerwähnten kristallinen „Massiven“ nach S zurückweichen. Beide scheinen demnach wesentlich gleiche Erstreckung nach O zu besitzen. Gegen SW zu lassen sich beide bis zum *Arvetal*, die Klippendecke aber noch darüber hinaus bis zum *Isèretal* (Klippen von *Les Annes* und *Sulens*) verfolgen. Als

4. **Rhätische Decke** bezeichne ich die nächsthöhere Ueberschiebungsdecke, die als solche im *Chablais* und in den *nordschweizer Klippen* noch nicht erkannt und ausgeschieden ist. Ueber ihr Auftreten in der Chablaiszone ist zu vergleichen, was im Anhang (S. 47) darüber gesagt wird. In der nordschweizer *Klippenregion* scheint sie infolge von Erosion zu fehlen mit Ausnahme der östlichsten Klippen von Iberg—Mythen. Dort treten die bezeichnenden Gesteine dieser Faciesregion lokal reichlich auf. Es sind einerseits Serpentin, Ophicalcit, Spilit, Diabasporphyrit, Variolit und Gabbro, die sich ausschliesslich zwischen dem Roggenstock und den Schynen im Bereiche von *Lauchern—Mördergrube* vorfinden, anderseits die mit ihnen eng verknüpften und ebenfalls sonst nirgends

---

[1] Nachdem ich Herrn Dr. LORENZ von dem wesentlichen Inhalte dieser Zeilen Kenntnis gegeben und ihm die Gesteine der Chablaisbreccie gezeigt hatte, konnte er mir eine wertvolle Bestätigung der Reihenfolge der Decken im *Falknisgebiete* mitteilen. Hiernach finden sich zwischen der *Grossen* und *Kleinen Furka* im NO des *Tschingels* unter der ostalpinen Decke Spilit und Radiolarit, sodann Chablaisbreccie und unter dieser erst die Schichtfolge der eigentlichen Falknisdecke, d. h. die Gesteine der Klippendecke.

wiederkehrenden Radiolarite und rotbraunen Tiefseetone[1]. Was sonst noch dieser Zone zugehört, lässt sich bei dem fragmentären Zustande dieser Decke in den Westalpen nicht gut, wohl aber in Bünden feststellen. Im südlichen *Rhätikon*, östlich vom Falknis, besonders aber im *Plessurgebirge* erscheint diese Zone stets über der Klippenzone, doch oft noch durch die Breccienzone davon getrennt. Hier zeigen sich folgende Gesteinsarten assoziiert: die ophiolithischen Eruptiva, Altkristallin, Casannaschiefer, (?) Verrucano, Buntsandstein, Dolomit (Hauptdolomit?), Rhät, Liasschiefer[2], Radiolarit des Malm, Cenomanbreccie. Wir verfolgen die rhätische Decke bis tief ins *Oberhalbstein*, stets in der normalen Lage zu den andern, tieferen Decken, d. h. über ihnen, und stets unter der nächsthöheren, der ostalpinen. Doch scheinen gegen S die jüngeren Glieder der Decke mehr zurückzutreten, die älteren, unter diesen der Casannaschiefer nebst den Ophiolithen, mehr zu dominieren. Im *Unterengadin* erscheinen, wie SCHILLER und PAULCKE kürzlich gezeigt haben, die Gesteine dieser Decke in der Form der Ophiolithe, als fossilführende Triasgesteine, als glaukonitische Krinoidenkalke unbestimmten Alters, ferner damit verknüpft die Granite vom Juliertypus, alle stets über den „Engadinschiefern“, welche den Bündner Schiefern des westlichen Bündens gleichwertig sind, und unter der Decke typisch ostalpiner Sedimente oder ihrer kristallinen Basis. Wie im westlichen Bünden durchbrechen die Ophiolithe weder die Schieferunterlage, noch greifen sie in die ostalpine Decke hinauf, sondern sie sind an die meist nur wenig mächtige, vielfach stark verdrückte rhätische Decke zwischen beiden gebannt.

Die rhätische Decke lässt sich vom *Unterengadin* bis hart an den Nordrand der Alpen heran verfolgen. Die Spilitvorkommnisse der Gegend von *Oberstdorf* liegen sämtlich unmittelbar unter der ostalpinen Decke, aber noch tiefer als sie treten vereinzelt Gesteine der Klippendecke auf, wie die bekannten Couches rouges von *Liebenstein* bei *Hindelang* und von den Trettachanlagen bei *Oberstdorf*. Eine genaue Untersuchung der Flyschgrenze gegen das ostalpine Gebiet auf der Strecke *Oberstdorf*—

---

[1] Wahrscheinlich gehören hierzu in den *Iberger Klippen* noch Triasdolomit und als Aequivalent des Radiolarits gewisse Vorkommnisse von Aptychenkalk.

[2] Welchen Horizonten die sog. „Liasschiefer“ der Aufbruchszone etwa sonst noch angehören, bleibt aufzuklären.

Vaduz dürfte wohl noch mehr solcher verdrückter und zerrissener frontaler Lappen dieser beiden Decken zu Tage fördern.

Die rhätische Decke verdient ihren Namen deshalb mit Recht, weil ihre Hauptentwicklung in *Bünden* liegt. Sie hat nach SW zu zum mindesten bis zum *Arvetal* gereicht, wie die Vorkommnisse bei *Morzine* und *Taninges* zeigen, aber einigermassen typisch beginnt sie erst in den *Iberger Klippen*. Ueber ganz Bünden hat sie sich ausgedehnt, aber östlich vom *Unterengadin* verschwindet sie unter der ostalpinen Decke. Sie erweist sich als die wichtige Leitzone durch die Beteiligung der ophiolithischen Eruptiva, da diese leichter und schärfer als die Sedimente es ermöglichen, die Zone zu bestimmen, in der diese Decke wurzelt. Es verdient von diesem Gesichtspunkte aus noch einmal ausdrücklich betont zu werden, dass diese Eruptiva überall in den nördlichen Alpenketten streng an die eine rhätische Decke geknüpft erscheinen, dass sie zweifellos jünger als Malm und dass sie nirgends an Ort und Stelle hervorgebrochen, sondern überall nur mit den sie begleitenden Sedimenten dieser Decke verschleppt sind. Die

5. **Ostalpine Decke**[1] ist die oberste; überall in Bünden verschwinden unter ihr die Bündner Decke und die tieferen. Vollständige Entwicklung der Trias, grosse Mannigfaltigkeit der triadischen und jurassischen, namentlich der liasischen Sedimente, verbunden mit reichlicher Fossilführung, zeichnen sie aus. Die ophiolithischen Eruptiva jüngeren Datums, welche die rhätische Decke so scharf charakterisieren, scheinen ihr ganz oder doch fast ganz[2] zu fehlen. Dagegen teilt sie ein wichtiges Merkmal mit der rhätischen Decke: die ausgesprochenen Tiefseeabsätze der jüngsten Jurazeit in der Form von Radiolarit und Aptychenkalk. In allen tieferen Decken tritt der Malm in der Form normaler, vielfach koralligener, zum Teil sogar brecciöser Kalke auf, die in geringen und mittleren Meerestiefen zum Absatz gelangt sind; in der rhätischen und ostalpinen Decke fehlen solche Sedimente ganz, Tiefseeabsätze treten an ihre Stelle.

Die jetzige Ausdehnung der ostalpinen Decke umfasst die ganzen nördlichen Kalkalpen westlich bis zum Rheintal; aber es erscheint mir keineswegs ausgeschlossen, vielmehr wahrscheinlich, dass sie auch auf die Westalpen übergegriffen hat. Zwei Gründe lassen sich dafür anführen, ein stratigraphischer und ein tektonischer. QUEREAU fand auf der *Zweckenälp* zwischen Iberg und Mythen fossilreiche Gesteine des unteren Muschelkalkes mit der *Brachiopodenfauna* des Muschelkalkes im *Rhätikon*, ferner *Diplopora* führenden Wettersteinkalk. Die gleichen Gesteine sind von HUGI an den *Giswyler Stöcken* beobachtet. An beiden Orten liegen nur isolierte Gesteinsblöcke umher, so dass nicht zu ermitteln ist, ob sie der inneren Zone der Klippendecke oder etwa einer gesonderten Decke angehören. Nun sind aber Muschelkalkfossilien meines Wissens nie in der Klippendecke der Chablaisregion beobachtet worden und die bei *St. Triphon* und *Muraz* im unteren Rhonetal von LUGEON gefundenen „*Gyroporellen*“kalke werden von diesem dem Hauptdolomit gleichgestellt (?), und ebenso figurieren bei SCHARDT die schwarzen *Gyroporellen*kalke über dem Hauptdolomit (!). Es ist zwar keineswegs ausgeschlossen, dass Muschelkalk und Wettersteinkalk in der Chablaisregion fossilfrei, in den nordschweizer Klippen dagegen fossilreich entwickelt wären, aber mit mindestens dem gleichen Rechte lassen sich die älteren fossilführenden Horizonte der Klippentrias als Reste der ostalpinen Decke deuten.

---

[1] Ich behandele sie hier als einheitliche Decke; welche Komplikationen sie enthält, können wir heute noch nicht übersehen.

[2] Es wäre wichtig festzustellen, ob die vereinzelten Vorkommnisse dieser Eruptiva in den nördlichen Kalkketten der Ostalpen wirklich mit Gesteinsarten der ostalpinen Decke verknüpft sind, oder ob die rhätische Decke an diesen Stellen etwa in der Form von Fenstern sichtbar wird.

Die rhätische Decke ist im W des Rheins, wie wir gesehen haben, nur in der Form einzelner Blöcke und verdrückter, lappenartiger Fetzen vorhanden, wonach angenommen werden muss, dass sie ursprünglich noch von einem „traîneau écraseur“ bedeckt war. Als solcher kann natürlich nur die ostalpine Decke in Frage kommen. Auch ist es wohl berechtigt, die Frage aufzuwerfen, was hat früher über den nordschweizer Klippen und über der Chablaiszone an den Stellen, wo jetzt die Klippendecke oder die Bündner Decke die Oberfläche bildet, noch gelegen? Müssen nicht auch hier, wie überall in den nördlichen Kalkketten im W des Rheins, sehr beträchtliche Abtragungen stattgefunden haben, bis der heutige Zustand hergestellt war? Was sich aber darüber befunden hat und jetzt entfernt worden ist, kann doch zunächst nur der ostalpinen Decke angehört haben. Für eine ursprünglich weitere Ausdehnung dieser Decke gegen W spricht auch der Umstand, dass im Lichtensteinschen, wo sie jetzt endigt, keine Spuren seitlicher Ausdünnung beobachtet werden, wie man wohl erwarten dürfte, wenn sie hier ihr natürliches Ende gefunden hätte.

Somit erscheint es keineswegs ausgeschlossen, ebensowenig freilich ganz sichergestellt, dass die ostalpine Decke sich gegen SW bis zum *Arvetal* und vielleicht noch darüber hinaus erstreckt hat. Sie besitzt wohl die grösste Längs- und Querausdehnung (Tiefe) von allen Decken; nächst ihr kommt die rhätische, die vom *Unterengadin* bis zum *Arvetal* verfolgt ist. Die Breccien- und die Klippendecke stehen dagegen, soweit wir jetzt wissen, an Ausdehnung zurück. An Stelle der zwei von LUGEON angenommenen Decken mit innerer Wurzel habe ich jetzt deren vier aufgedeckt; drei davon lassen sich vom *Arvetal* bis nach *Bünden* hinein verfolgen, die vierte ist zweifellos nur für die Ostalpen erwiesen, fehlte aber wahrscheinlich auch in den Westalpen nicht. Diese vier Decken mit innerer Wurzel gesellen sich paarweise in zwei Gruppen, eine tiefere (nördliche) und eine höhere (südliche).

Die **tiefere Gruppe,** welche die Klippendecke und die Brecciendecke umfasst, besteht nur aus Sedimenten und kleinen, mitgeschleppten Blöcken des kristallinen Grundgebirges; die geringe Grösse der Blöcke gestattet nicht einmal von Schollen zu sprechen. Dagegen erreichen schon die Granitmassen von *Les Gets* bei *Taninges*, die zusammen mit Porphyritbreccien von ophitischer Struktur in dem Flysch über der Brecciendecke erscheinen und der rhätischen Decke angehören, nach LUGEON eine Ausdehnung von ca. 1 km. Noch beträchtlicher werden manche Schollen altkristallinen Gesteins in der von Serpentin durchsetzten Zone des *Aroser Weisshorns* und die an Serpentin geknüpften Vorkommnisse von Juliergranit des *Unterengadins.* An der Basis der ostalpinen Decke erscheinen aber grössere Schollen, förmliche Gebirgskörper, wie der Gneisskeil der *Gaisspitze* im südlichen *Rhätikon*, und diese leiten hinüber zu den mächtigen „Zentralmassiven“ der *Silvretta, Pischa* usw., die auf der rhätischen Decke schwimmen.

Man kann daher die **höhere Gruppe,** welche die rhätische und die ostalpine Decke enthält, durch die umfassendere Beteiligung der altkristallinen Unterlage gegenüber der verschwindenden Beteiligung dieser Unterlage an den Decken der tieferen Gruppe definieren. Aber nur in der obersten Decke, der ostalpinen, sind so erhebliche Massen des kristallinen Grundgebirges mitgeschleppt worden, dass es zur Bildung wurzelloser „Zentralmassive“ kommen konnte.

Auf Grund dieser Erscheinungen können wir nun auch die Bedeutung der Rheinlinie als einer Grenze zwischen West- und

Ostalpen erst richtig würdigen. Diese Linie ist vor allem bedingt durch das Untertauchen der autochthonen Zentralmassive und der Decken mit äusserer Wurzel, i. B. der Glarner Decken gegen O, zugleich durch den oft betonten Facieswechsel, den die mesozoischen Sedimente dieser Decke an der Rheinlinie erfahren (Bündner Schieferfacies). Im W dieser Linie liegt die maximale Entwicklung der beiden unteren Decken mit innerer Wurzel, der Klippen- und Brecciendecke, an deren Zusammensetzung die kristalline Unterlage in kaum nennenswertem Masse beteiligt ist. Oestlich von dieser Linie fällt die Hauptentwicklung der beiden oberen Decken mit innerer Wurzel, von denen die rhätische durch massenhafte Einschaltungen jüngerer ophiolithischer Eruptiva und kleinerer Schollen der altkristallinen Unterlage, die ostalpine durch das Fehlen (?) der Ophiolithe, dagegen durch die erhebliche Beteiligung der altkristallinen Unterlage bis zur Ausgestaltung mächtiger „Zentralmassive“ ausgezeichnet ist. Die Lücke, welche zwischen den untertauchenden autochthonen „Zentralmassiven“ des Westens und den sich gegen O einstellenden allochthonen Massiven entsteht, und die zugleich durch die hier gegen O untertauchende Glarner Decke von vorwiegend schiefriger Beschaffenheit ausgefüllt ist, hat dem grossen Quertale des Rheins den Weg vorgezeichnet. Es existiert in der äusseren Kalkzone zwar keine grundsätzliche, aber doch eine tatsächliche Grenze zwischen Ost- und Westalpen, und sie führt auf Unterschiede zurück, die im regionalen Deckenbaue des Gebirges, im Facieswechsel, sowie in dem Auftreten einer jüngeren Querflexur in der Richtung des Rheintales begründet liegen.

Ich habe den Versuch gemacht, die SCHARDTsche Theorie der Alpenüberfaltung an den Ostalpen zu prüfen, i. B. in demjenigen Gebiete, das sich dazu am besten eignet, Bünden. Denn hier sind die einzelnen Decken durch die Zuflüsse des Rheins bis in das Herz des Gebirges quer angeschnitten, was sich an keinem zweiten Punkte der Alpen in ähnlicher Weise wiederholt. Ich glaube gezeigt zu haben, dass zwar die von SCHARDT und LUGEON versuchte Gleichstellung der Decken zwischen W und O nicht zutrifft, dass aber nichtsdestoweniger die in den Westalpen bisher unterschiedenen Decken nach Bünden hinein mit nur untergeordneten Abänderungen und in gleichbleibender gegenseitiger Stellung verfolgt werden können. Weiterhin war es möglich, die beiden höheren Decken, die rhätische und die ostalpine, nicht nur als gesonderte stratigraphische und tektonische Einheiten der Ostalpen auszuscheiden, sondern auch nachzuweisen, dass sie, wie die rhätische, jetzt noch bis zum *Arvetal* verfolgt werden können oder doch, wie die ostalpine, sich früher wahrscheinlich weit nach W hin erstreckt haben. Eigene Erfahrungen, i. B. aber die sorgfältigen Spezialuntersuchungen, welche von mehreren jüngeren Kräften auf meine Anregung ausgeführt worden sind und die von ihnen und andern noch fortgesetzt werden, haben dabei als Grundlage gedient. Allen diesen Arbeiten hat aber nicht die Vorstellung von einem regionalen Deckenbau zu Grunde gelegen, sondern sie haben der Erforschung der Stratigraphie und der Lokaltektonik gegolten. Dass sich die Ergebnisse verschiedener unabhängig arbeitenden Alpengeologen nicht nur ohne Schwierigkeit der Theorie einfügen lassen, die aus der Erforschung der Westalpen entsprungen ist, sondern dass nun sogar anderseits von den Erfahrungen in Bünden aus wiederum manche bisher unvollständig erkannten und nicht erklärten Verhältnisse in den Westalpen haben aufgehellt werden können, ist gewiss ein Beweis für die — vorsichtig gesagt — Brauchbarkeit, — enthusiastisch gesprochen — Richtigkeit der Theorie. Sie ändert und erweitert unsere Auffassungen, zugleich beginnt aber der wirkliche Aufbau des Gebirges sich zu klären. Die Methode der weiteren Forschung wird aber dadurch nicht wesentlich geändert, die Parole lautet nach wie vor: exakte Untersuchung und Kartierung auf hinreichender topographischer Unterlage, denn nur mit Hilfe der Spezialkarte ist eine wirkliche Kontrolle der Beobachtungen möglich.

Wenn ein gemeinsamer Bauplan die West- und Ostalpen miteinander verknüpft, so muss er am klarsten in der nördlichen Kalkzone zwischen *Arvetal* und *Inntal* zu Tage treten, da hier Schicht- wie Massengesteine zumeist nur eine mechanische, aber nicht zugleich eine tiefgreifende chemisch-mineralogische Umwandlung erfahren haben, wie in den südlichen Ketten. Um mit gleicher Sicherheit den Zusammenhang in den inneren, mehr oder minder metamorphosierten Zonen der Alpen aufzudecken, muss erst noch das Unterscheidungsvermögen für die Faciesverschiedenheiten in den umgewandelten Sedimenten und Massengesteinen geschärft werden. Einen Zusammenhang, wie ihn SCHARDT geahnt und prophezeit, LUGEON ihn auszuführen versucht hat, habe ich, wesentlich gestützt auf dankenswerte Spezialarbeiten über Bünden, im einzelnen klarlegen können. Wer die Ueberfaltungstheorie für die Ostalpen verwirft, dem fällt zunächst die Aufgabe zu, nachzuweisen, dass entweder die Beziehungen zwischen den verschiedenen „Zonen“ (Faciesgebieten oder Decken) des Ostens und Westens nicht in der Weise existieren, wie ich sie dargelegt habe, oder dass sich diese Beziehungen ebensogut oder noch besser in einen andern Bauplan einfügen lassen. Bis dies geschehen ist, darf die Ueberfaltungstheorie den Anspruch erheben, dass sie die verwickelten Verhältnisse des Alpenbaues am besten (ja allein) erklärt, und dass sie den zahllosen faciellen und tektonischen „Wunderlichkeiten“ am vollständigsten gerecht wird.

5. Die geologische Bedeutung der Tiefseebildungen und der ophiolithischen Eruptiva.

Ich habe schon früher dargelegt, und spätere Untersuchungen in Bünden haben es bestätigt, dass die ophiolithischen Eruptiva der Aufbruchszone angehören und für diese leitend sind. Aus den vorstehenden Ausführungen ergibt sich, dass wir jetzt mit grösserer Präzision sagen können, diese Gesteine gehören einem bestimmten Faciesgebiete und tektonisch gesprochen einer bestimmten Decke, der rhätischen, an, nicht nur in *Bünden*, sondern auch in den *nordschweizer Klippen*, in den *Freiburger Alpen* und im *Chablais*. Ueberall wo die Ophiolithe in der rhätischen Decke erscheinen, erweisen sie sich als jünger als Jura, vielleicht jünger gar als manche Kreideschichten, aber sie sind entschieden älter als der Oligocänflysch[1]; zusammen mit den übrigen Gesteinen der rhätischen Decke sind sie aufs intensivste disloziert und verquetscht. Ebenso habe ich früher dargetan, dass die „Grünschiefer“, denen wir in den südlichen Teilen Bündens begegnen, nur ein dynamometamorphes Aequivalent der wenig veränderten ophiolithischen Massengesteine der äusseren Zonen darstellen[2]. Seither habe ich dem geologischen Auftreten dieser eigenartigen Gesteinsgruppe andauernd meine Aufmerksamkeit zugewendet, nicht nur in den Alpen, sondern auch in andern Gebirgen, und jetzt, wo wir wenigstens für die Alpen ihre geologische Bedeutung einigermassen übersehen können, glaube ich auch gewisse Gesetzmässigkeiten andeuten zu können, die ihre eigenartige Verbreitung in den jüngeren Faltengebirgen, sowie die Art ihres geologischen Auftretens betreffen. In dieser Richtung hat sich auch vor einiger Zeit E. SUESS geäussert, wenn auch nur in der Form einer aphoristischen Mitteilung. Wenn ich diese kurzen Ausführungen richtig verstehe, will SUESS betont wissen, dass die Ophiolithe in ihrem Auftreten keineswegs an die sog. kristallinen Axen der jungen Faltengebirge geknüpft sind, sondern dass sie sich vielmehr häufig in den aus Ueberschiebungsdecken aufgebauten Aussenzonen (aber auch in inneren, durch Ueberfaltung gekennzeichneten Teilen) vorfinden, und dass wohl ein genetischer Zusammenhang zwischen den grossen Ueberschiebungen oder Ueberfaltungen und dem Hervorbrechen jener Eruptiva besteht. Aber wie ist ein solcher Zusammenhang vorzustellen? Und was lehren uns die neuesten Fortschritte der Alpengeologie, auf die SUESS ebenfalls hindeutet?

---

[1] Was schon hinreichend durch die Existenz des Taveyanaz-Sandsteins des Flyschs festgestellt ist.

[2] Allen diesen Feststellungen hat Rothpletz (Geol. Alpenforschungen I 1900, S. 56ff.) widersprechen zu müssen geglaubt. Eine weitere Diskussion darüber ist so lange gänzlich unfruchtbar, bis Rothpletz seine Kartenaufnahmen publiziert hat, auf die er sich beruft. Die seither erschienenen Spezialarbeiten über Bünden (Lorenz, Hoek, Schiller) haben meine Auffassungen lediglich bestätigt.

Allgemein existiert keine Beziehung zwischen dem Auftreten der Ophiolithe und den grossen Ueberfaltungsdecken. Die jungen Massengesteine sind den westalpinen Ueberfaltungsdecken mit äusserer Wurzel bis hinauf in die Glarner und Freiburger Decke ebenso fremd, wie den Decken der *Basse Provence.* Auch die Klippendecke führt solche Gesteine nicht; wenn sie in der ostalpinen wirklich auftreten, so sind sie doch jedenfalls ungemein spärlich und unbedeutend. Einzig in der rhätischen Decke gewinnen sie eine erhebliche Bedeutung und zwar in ihrer ganzen jetzt bekannten Breite vom *Arvetal* bis zum *Unterengadin.* Wir werden nun vor die Frage gestellt: gehören die Massengesteine dieser Decke nur als passive Elemente an oder stehen sie in genetischer Verknüpfung mit dem Ueberschiebungsvorgange selbst, derart, dass sie erst während oder unmittelbar nach der Dislokation der Sedimente und der altkristallinen Unterlage dieser Decke heraufgedrungen sind? Ich kenne so ziemlich alle wichtigeren Vorkommnisse ophiolithischer Gesteine zwischen dem *Arvetal* und dem *Engadin* und habe überall besonders darauf geachtet, in welchem geologischen Verbande sie erscheinen. Ich habe aber auf dieser ganzen Strecke nicht eine einzige Stelle gefunden, die ein ophiolithisches Massengestein ausserhalb des Verbandes mit der rhätischen Decke zeigte, an der es Gesteine, sei es der liegenden, sei es der hangenden Decke durchsetzte. Das müsste doch bei den zahlreichen und vielfach ausgezeichneten Aufschlüssen irgendwo sichtbar sein, wenn das Hervorbrechen nach oder während der Dislokation und an den Punkten selbst stattgefunden hätte, an denen es jetzt ansteht. Vielmehr konnte ich stets nur feststellen, dass die Massengesteine in dem gleichen Masse von der Dislokation betroffen und beeinflusst sind wie die Sedimente der rhätischen Decke, mit denen sie sich unwandelbar im (zuweilen deutlich primären Kontakt-) Verbande befinden. Wie ganz anders gestaltet sich dagegen die Erscheinungsweise wirklich junger Massengesteine, die nach der Alpenfaltung emporgedrungen sind. Mauerartig durchziehen die Ortlerite und Suldenite des *Ortlergebietes* die altkristallinen Gesteine, die gefalteten Kalkphyllite und Marmore, sowie den Triasdolomit. Sie lassen keine Beziehung zur Faltung erkennen und schon der Vergleich eines Handstücks dieser unveränderten tonalitischen Ganggesteine mit dem eines Spilits oder Variolits aus Bünden führt uns den gleichen Gegensatz in der Erhaltung beider vor Augen, wie er zwischen dem Tonalit des *Adamello* und einem beliebigen alpinen Serpentin oder Gabbro besteht. Bedürfte es ausser dem geologischen Nachweise SALOMONS, der eine umgewandelte Sedimentmulde in die Masse des *Adamello* eintreten sah, noch eines weiteren Beweises für das jungtertiäre Alter der periadriatischen Eruptiva (die aus den „Dinariden“ in das Alpengebiet übergreifen), so würden die Erscheinungsweise und der Erhaltungszustand der Ganggesteine des Ortlergebiets wohl jedermann überzeugen, wenn er sie mit den vor der letzten Alpenfaltung entstandenen Ophiolithen vergleicht.

Ich komme also zu dem Schlusse, die Gesteine der Gabbro-Peridotitreihe innerhalb der rhätischen Decke sind passiv mitgeführte Glieder derselben, allochthone Massen und nicht autochthone Aufbrüche, wie die tonalitischen Gesteine der jüngeren Tertiärzeit. Ihr Ursprungsort gehört einer inneren Zone des Alpengebietes an, und als solche kann wohl nur die Amphibolitzone von Ivrea in Frage kommen; sie sind vor der Alpenfaltung hervorgebrochen, also auch älter als die Ausbreitung der Decken. Mit der Ueberfaltung haben sie direkt nichts zu tun. Warum finden wir sie aber ausnahmslos nur der einen Decke eingeschaltet? Ist das ein Zufall oder liegt hier eine Gesetzmässigkeit zu Grunde? Zur Beantwortung dieser Frage müssen wir alpine und ausseralpine Verhältnisse zu Rate ziehen.

Schon bei meinen ersten Untersuchungen der *Iberger Klippen* im Jahre 1889 fiel mir die Tatsache auf, dass dort zwei sonst aus der Nordschweiz gänzlich unbekannte Gesteinsarten streng lokalisiert und gesetzmässig miteinander verknüpft auftreten: die ophiolithischen Eruptiva einerseits, die Radiolarien-Hornsteine oder Radiolarite, sowie braunrote Tiefseetone anderseits. Quereau hat durch eingehende Untersuchungen diese Verknüpfung in jenem Klippengebiete allgemein bestätigt gefunden. Als ich bald darauf das berühmte Vorkommen des Serpentins von *Prato* bei Florenz besuchte, war ich überrascht, den braunroten Radiolarit, sowie kompakte Tiefseekalke des Malm in engster Verknüpfung damit anzutreffen, und die innige Vergesellschaftung der beiden Gesteinsgruppen habe ich an verschiedenen Punkten des ligurischen Apennins (so bei *Sestri Levante*, *Lévanto*, bei *Gabbro* in den Bergen *O. Livorno* usw.) wiederkehrend gefunden. Uebrigens wurde diese Erscheinung ja durch zahlreiche italienische Forscher als allgemein bestehend schon lange ermittelt, nur blieben die wahren Beziehungen so lange verborgen, als man den Radiolarit nicht für ein Sediment von besonderer Entstehung und von bestimmtem Alter, sondern für ein Kontaktprodukt der Massengesteine ansah. Auch die in der Küstenkordillere *Californiens* in Gesellschaft ophiolithischer Eruptiva weit verbreiteten „Phthanite“ waren von Becker für Umwandlungsprodukte erklärt, ebenso wie die Ophiolithe selbst. Als ich im Jahre 1891 nach dem Kongress in *Washington* teils allein, teils unter Führung des Herrn Lawson einige Exkursionen in der Umgebung von *San Francisco* machte, fiel es mir nicht schwer, die Radiolaritnatur der „Phthanite“ und ihre gesetzmässige Verknüpfung mit den Ophiolithen zu erkennen. Die späteren Untersuchungen von Lawson, Palache, Fairbanks, Ransome und Hinde haben beides vollauf bestätigt. In der Bündner Aufbruchszone begegnete ich der gleichen Erscheinung; besonders deutlich liegen die Beziehungen im *Plessurgebirge* zu Tage, wo sie Hoek genau verfolgt hat, aber auch im *südlichen Rhätikon* kehrt die Erscheinung wieder (Lorenz), ebenso in den Freiburger Alpen. Zieht man nun die Literatur über andere Gegenden zu Rate, wo Serpentin, Gabbro und die sie gangartig begleitenden Diabase, Spilite, Variolite usw. in jüngeren Faltengebirgen erscheinen, so findet man trotz der i. A. dürftigen Angaben vielfache Bestätigungen der Gesetzmässigkeit, die in den genauer untersuchten äusseren Ketten des alpinen Gebietes klar aufgedeckt liegt. Ich erinnere nur daran, dass im Bereiche der dinarischen Ketten von *Bosnien* bis nach *Kleinasien* die Vergesellschaftung der Serpentine usw. mit Radiolarit durch ältere und neuere Beobachter festgestellt ist. Der „ältere Flysch“ umschliesst beide Gesteinsarten in ermüdender Wiederholung, ganz wie es im *Apennin* die „argille scagliose“ tun. Philippson sagt von den Serpentinen der Schieferformation von *Lygorio:* „Sie sind meist innig verbunden mit den roten massigen Hornsteinen dieser Schichten“, und ebenso stimmen verschiedene Beobachter darin überein, dass Jaspis und Serpentin (oder Gabbro und Diabas) in *Griechenland* und *Bosnien* aufs engste miteinander verknüpft auftreten. Was aber in jenen Gegenden als Jaspis und Hornstein (als Gesteinsart) bezeichnet wird, gehört, wie mich die Untersuchungen zahlreicher Proben gelehrt haben[1], fast ausnahmslos dem Radiolarit an. Das symbiotische Auftreten der beiden Gesteinsgruppen lässt sich bis nach *Kleinasien* hin verfolgen. Ueberall aber gelten die Eruptiva für jünger als die mesozoischen, speziell die jurassischen Sedimente, denen der Radiolarit hier wahrscheinlich ebenso wie in den Alpen angehört.

Im Bereiche der *Sundainseln* sind ophiolithische Eruptiva einerseits, Radiolarite anderseits weit verbreitet. Schon Suess hat die einschlägigen Beobachtungen zusammengestellt. Viele Aufsammlungen von G. Boehm und Verbeek konnte ich selbst untersuchen. Wenn nun auch, wie Verbeek mir mitteilt und andere Beobachter bestätigen, ein Teil der Serpentine und Grünschiefer dieses Gebietes zweifellos vormesozoischen Alters ist und zunächst für unsere Betrachtung fortfällt, so bekräftigen doch die Untersuchungen Molengraaffs über die „Danauformation“ Zentral-Borneos die in Europa angetroffene Gesetzmässigkeit. Hier sind mit typischen, bis 100 m mächtigen Radiolariten von vorcenomanem Alter Gabbro, Peridotit, Serpentin und Diabasporphyrit in durchgreifender Lagerung assoziiert.

Im *Antillenbogen* hat Gabb schon vor langer Zeit auf *Santo Domingo* das Zusammenkommen von Serpentin mit bunten „Jaspissen“ und ihre gesetzmässige Verknüpfung innerhalb der „Sierra-Group“ registriert. Wenn auch keine mikroskopische Untersuchung der Hornsteine vorliegt, so ist es doch wichtig, dass Gabb die gefundenen Gesteine und Assoziationen mit den ihm bekannten Verhältnissen am *Monte Diablo* in *Californien* vergleicht. Ebenso hat Martin auf *Curaçao* und *Bonaire* Kieselschiefer von bunten Farben, die nach Kloos Radiolarien enthalten, als älteste fossilführende Sedimente aufgefunden und in Verbindung mit ihnen Diabase und Variolite, welche ihre Unterlage bilden, was aber mit einem jüngeren Alter der Eruption keineswegs unvereinbar ist.

---

[1] Dank dem Zuvorkommen des Herrn Katzer in Serajewo konnte ich zahlreiche Proben bosnischer Hornsteine untersuchen. Mit ganz wenigen Ausnahmen waren es typische Radiolarite vom gleichen Gesteinscharakter und mit der gleichen Fauna, wie die alpinen und ligurischen.

Ich glaube, diese Hinweise genügen, um zu zeigen, dass an zahlreichen Stellen jüngerer Faltengebirge von alpinem Charakter auch ausserhalb Europas eine offenbar gesetzmässige Verknüpfung von Gesteinen der Gabbro-Peridotitreihe mit Radiolarit beobachtet wird; dieses Gesetz dürfte aber noch viel deutlicher hervortreten, sobald wir genauere geologische Untersuchungen über jene Gebirge besitzen. Denn offenbar wird der Radiolarit als eigenartiges und wichtiges Sediment fast ebenso häufig verkannt, wie die augenfälligen Serpentine usw. richtig erkannt werden. Wir müssen auch bedenken, dass der Natur der Sache nach diese gesetzmässige Verknüpfung in vielen Fällen nicht mehr direkt sichtbar sein kann. Denn wenn auch in höheren Niveaus eines Faltengebirges die Vergesellschaftung erkennbar bleibt, so verschwindet sie doch in den tieferen Niveaus, wo die Massengesteine mit älteren Gesteinen, vielleicht gar mit solchen des altkristallinen Untergrundes in Verband getreten sind. Wo die jüngeren Glieder eines solchen Gebirges durch Erosion entfernt oder durch Bildung von Schubmassen fortgeschoben worden sind, wird man die Ophiolithe zumeist mit andern Gesteinen vergesellschaftet finden und nur ausnahmsweise noch das wichtige Tiefseegestein in ihrer Begleitung antreffen. Das gilt wahrscheinlich schon für die südlichen, dem Ursprungsorte naheliegenden Teile der rhätischen Decke selbst, jedenfalls aber für die inneren Zonen, aus denen diese Decke stammt. Denn die schmalen, zwischen altkristallinen Backen eingeklemmten Sedimentzonen der Alpen enthalten naturgemäss nur die älteren Glieder der Sedimentdecke. Das zeigt uns das klassische und gut studierte Beispiel des *Mont Joly*, das sehen wir auch in den zentralmassivisch verquetschten Sedimentmulden des *Aarmassivs* und des *Tessins*. Es ist daher unbillig, zu verlangen, wie ich das selbst früher unter Ablehnung der Schardtschen Theorie getan habe, dass man erst die bezeichnenden, besonders die jüngeren Sedimente der Ueberfaltungsdecken in den Ursprungszonen nachgewiesen haben müsse, bevor man ernstlich einen solchen Zusammenhang erörtern dürfe.

Sodann ist in Betracht zu ziehen, dass es ausser dem Radiolarit noch andere, weniger gut charakterisierte Gesteinsarten gibt, denen wesentlich die gleiche geologische Bedeutung zukommt, und die ich bis jetzt unter der Bezeichnung Radiolarit mit einbegriffen habe. Es sind das tonige Tiefseeabsätze, die oft mit ihm vergesellschaftet auftreten. Da von mancher Seite bestritten wird, dass innerhalb der jetzigen Festländer echte Tiefseeabsätze aus früherer Zeit in grösserer Ausdehnung enthalten sind, so muss ich diese Frage hier erörtern.

Im Gegensatz zu MURRAY, SUESS, HAUG u. a. habe ich mit HINDE, PHILIPPI u. a. stets die Ansicht vertreten, dass die reinen, kalkfreien Radiolariengesteine, wie sie uns in der Form gleichartiger Massen von mehr oder minder erheblicher Mächtigkeit aus mesozoischen und paläozoischen Formationen bekannt sind, echte Tiefseeabsätze darstellen, denen die gleiche geologische Bedeutung zuzuerkennen ist wie dem Radiolarienschlamm der heutigen Tiefsee. Um Missverständnissen vorzubeugen, will ich genauer darlegen, welche Gesteine ich als Tiefseeabsätze auffasse.

1. **Radiolarit.** Hierunter verstehe ich die praktisch ton- und karbonatfreien Anhäufungen von Radiolarienschalen, die zumeist von Kieselsäure ganz durchdrungen und daher kompakt und scheinbar homogen sind; sie treten als geschichtete Kieselgesteine von roter, brauner, grüner, grauer oder schwarzer Farbe auf und laufen als Jaspis, Hornstein, Kieselschiefer, Phthanit usw. in der Literatur. Wo diese Gesteine in irgendwie erheblicher Mächtigkeit (ich kenne sie von 1 bis ca. 100 m) rein auftreten, hat man in ihnen meiner Ansicht nach die Aequivalente des Radiolariensandes der grössten heutigen Meerestiefen zu erblicken. Ich wüsste wirklich nicht, welcher Einwurf berechtigterweise gegen diese Deutung erhoben werden könnte, solange nicht nachgewiesen ist, dass sich derartige karbonatfreie Absätze auch in geringer Meerestiefe bilden können. Dabei berücksichtige ich wohl, dass radiolarienreiche Kalkabsätze sich zweifellos auch in geringerer Tiefe bilden und nachweislich gebildet haben. Die Schichtung des Radiolarits wird zumeist dadurch hervorgerufen, dass sich zwischen den finger- bis handdicken Lagen reinen Radiolarits sehr dünne Lagen von Ton einschalten, der gewöhnlich die gleiche Farbe besitzt wie der Radiolarit selbst.

Die tonigen Zwischenlagen sind ebenfalls in der Regel karbonatfrei, nur selten enthalten sie Spuren von kohlensaurem Kalk, von Fossilien bemerkenswerterweise fast nur *Aptychen*, seltener *Belemniten.* Tritt der Radiolarit gegenüber dem Ton zurück, so entsteht als Uebergangsgestein ein toniger Radiolarit und schliesslich der reine

2. **Tiefseeton.** Diese Bezeichnung sollte man nur auf solche Tongesteine anwenden, die sich durch einen hohen Grad von Feinheit und Homogenität, sowie durch das Fehlen von makroskopisch erkennbaren klastischen Beimischungen und von irgendwie reichlichem Karbonat auszeichnen und die sich zudem in Gebieten finden, wo Tiefseeabsätze anderer Art vorkommen und sie vertreten. Solche Tiefseetone besitzen gewöhnlich eine rötliche bis bräunliche, auch wohl gelbgraue, zuweilen grünliche oder schwärzliche Farbe. Wechsellagerungen mit gröberen klastischen Sedimenten sind ihnen fremd. Fossilien fehlen gewöhnlich gänzlich, doch habe ich gelegentlich Radiolarien beobachtet. Wenn sie mit Kalksteinen in Verbindung treten und wechsellagern, bleiben sie selbst doch meist kalkfrei oder -arm. Derartige Kalksteine sind dann aber entweder durch „Knollenstruktur“ und durch die angefressene Beschaffenheit der Schichtflächen (Aetzsuturen) u. dgl. als Absätze aus sehr tiefem Wasser kenntlich oder es sind Aptychenkalke. Wenn anderseits der Radiolarit reichlich Karbonat aufnimmt, so entsteht ein Gestein, das man zweckmässig als

3. **Radiolaritkalk** bezeichnet. Wir sehen dann gewöhnlich die Lagen reinen Radiolarits dünner werden auf Kosten eines homogenen, kieselsäurereichen und meist von Radiolarien ganz durchspickten Kalksteins, der sich zwischen sie einschiebt. Weisse, graue oder rötliche Farben zeichnen den Kalkstein aus. Auch macht sich wohl ein schwacher Karbonatgehalt in den Lagen und Knauern von Radiolarit selbst bemerkbar (kalkiger Radiolarit). Ausser Radiolarien und vereinzelten andern Mikroorganismen erscheinen meist nur selten *Aptychen* oder *Belemniten*. Hieran schliessen sich dann ohne scharfe Grenze echte Aptychenkalke oder aptychenreiche Knollenkalke und weiterhin cephalopodenschalenführende Knollen- und Suturkalke, schliesslich wohl dichte massige Kalke, in denen nur wenig Radiolarien oder pelagische Foraminiferen, daneben zuweilen *Aptychen* erscheinen, wobei aber die welligen Suturflächen nicht fehlen. Radiolarienreiche Kieselknauer treten nicht selten darin noch auf.

Bezeichnend für alle diese Gesteinsarten ist die teilweise oder vollständige Ausmerzung des Karbonats. In den Knollenkalken sind die *Ammoniten* und der Kalkstein, in dem sie eingebettet liegen, von oben her periodisch fortgeätzt, unter Bildung von Suturschichtflächen. In den Aptychenkalken fehlen die Ammonitenschalen, die man erwarten müsste. In den Radiolarienkalken fehlt das Karbonat teilweise, in dem eigentlichen Radiolarit und im Tiefseeton vollständig. Diese Gesteine vertreten sich in gewissen geologischen Horizonten, z. B. im Malm und im Neocom der ostalpinen Decke in mannigfacher Weise. Aptychen- und Knollenkalke werden ohne weiteres als solche erkannt, ein geübtes Auge erkennt aber auch den Radiolarit mit Sicherheit schon bei Betrachtung mit der Lupe; aber die tonigen Tiefseeabsätze, die man als Aequivalente des roten und grauen Tiefseetons der heutigen Meere betrachten muss, werden nur schwer als solche diagnostiziert. Erst mikroskopische Untersuchung in Verbindung mit chemischer Prüfung bringt ihren besonderen Charakter zu Tage. Wenn sie in der Literatur kaum je als solche erwähnt worden sind, so beweist das nur, dass man sie nicht erkannt hat. Meist hat man sie wohl einfach als Schiefer unbekannten Alters, als Flysch oder, wenn sie bunt gefärbt sind, als „Sernifit“ angeführt.

Nach dieser Abschweifung wollen wir die nächstliegende Frage erörtern: In welchem Altersverhältnis stehen die Massengesteine zu den Tiefseeabsätzen, mit denen sie verknüpft sind? Wenn auch die Angaben über das geologische Alter der Ophiolithe für die bezeichneten Gebiete innerhalb ziemlich weiter Grenzen schwanken (Trias-Oligocän), so weisen doch die wenigen gut beglaubigten Feststellungen durchgängig auf ein relativ junges Alter, zumeist auf mittlere oder obere Kreide hin, so dass wohl allgemein der Satz aufgestellt werden darf: sie sind durchgängig jünger als die Tiefseeabsätze. Diesen kann man aber wohl mit einem hohen Grad von Wahrscheinlichkeit allgemein ein oberjurassisches bis untercretacisches Alter zuweisen. Es hat zwar nicht an Versuchen gefehlt, die Radiolarite der Alpen und des Apennin als jünger oder als älter hinzustellen, aber das ist stets nur in solchen Gegenden geschehen, wo sie mit ophiolithischen Eruptiven verknüpft und in auffallend unklaren und verwirrten Verbandsverhältnissen auftreten, wie in der rhätischen Decke Bündens, in der Zone der Grünschiefer des Monte Genèvre und der Seealpen, in den argille scagliose des Apennin. So wurden sie von PARONA, JENNINGS und ROTHPLETZ wegen ihrer Farbenähnlichkeit mit dem Verrucano für permisch erklärt, aber PARONA kennt in seinem neuesten Lehrbuche der Geologie keine permischen Radiolarite mehr, sondern nur oberjurassische (fraglich auch tertiäre). Ebenso wird von verschiedenen italienischen Forschern nicht mehr ein tertiäres, sondern ein mittel- oder oberjurassisches Alter angenommen und SACCO hat sich schon vor längerer Zeit, wie mir scheint mit vollem Recht, dahin ausgesprochen, dass die argille scagliose mit ihren heterogenen Einschaltungen in der Tertiärserie keinen Platz finden können, und er hat die von PANTANELLI für eocän erklärten Radiolarite der älteren Kreide zugewiesen. Wo die ophiolithischen Massengesteine fehlen und wo die Lagerungsverhältnisse weniger kompliziert sind als in der ostalpinen Decke, da lässt sich das Alter des Radiolarits und der ihnen nahestehenden Tiefseeabsätze leichter bestimmen. Hier kann kein Zweifel darüber aufkommen, dass sie jünger als Lias sind und höchstens in die älteste Kreide hineinreichen. Wenn ich sie der Kürze halber als oberjurassisch bezeichne, so geschieht das mit bewusster Vernachlässigung der Tatsache, dass manche Aptychenkalke neokomes Alter besitzen, und mit Betonung der andern Tatsache, dass in den Radiolariten der Alpen und des Apennins bisher nur oberjurassische Makrofossilien gefunden sind *(Aptychen, Belemniten).* Die Annahme, dass die Hornsteinfacies auch den Dogger vertrete, ist ja mehrfach gemacht, ein paläontologischer Beweis ist dafür aber meines Wissens nie erbracht worden.

In den bis jetzt genauer untersuchten Triasgebieten scheinen echte Tiefseeabsätze zu fehlen. Kieselknollenkalke des Muschelkalks oder der ladinischen Stufe enthalten zuweilen Anhäufungen von Radiolarien, aber Radiolarit als triadischen Gesteinshorizont gibt es in den Alpen nicht, ebensowenig in andern Teilen Europas, wenn auch in ungenügend untersuchten Gebieten jurassische Radiolarite gelegentlich der Trias zugewiesen sind. Im *Sundagebiete* dagegen treten, wie es scheint in weiter Verbreitung, radiolarienführende, zuweilen kieselige Kalksteine auf, die zwar Absätze aus ziemlich tiefem Meere, aber wohl nicht aus der eigentlichen Tiefsee sind. Sie führen nämlich konstant reichlich *Daonellen* und entbehren somit des wichtigen Merkmals, das ich für Tiefseeabsätze angegeben habe, der wenigstens teilweisen Auflösung des Karbonats. Denn die dünnen *Daonella*schalen hätten wohl in erster Linie davon betroffen werden müssen[1].

So glaube ich mich nach allem, was an gut beglaubigten Daten über das Alter der mesozoischen Tiefseeabsätze in Europa vorliegt, zu der Annahme berechtigt, dass sie im wesentlichen der jüngsten Jurazeit angehören und dass sie auch noch in die älteste Phase der

---

[1] Ich konnte eine Reihe von derartigen Gesteinen untersuchen, die mir teils durch meinen Kollegen G. BOEHM, teils durch Dr. VERBEEK zugänglich gemacht wurden.

Kreidezeit (etwa bis zur Barrême- oder Aptstufe), aber nur in der Form von Radiolarit- oder Aptychenkalk oder Schiefer hinaufreichen. Für viele Gegenden ausserhalb Europas lässt sich dasselbe, wenn auch nicht mit gleicher Sicherheit, behaupten. Im Sundagebiete, speziell auf *Borneo*, sind die Radiolarite nachweislich älter als mittlere Kreide mit *Orbitulinen* und HINDE erklärt sie auf Grund der faunistischen Uebereinstimmung mit den Jaspissen *Liguriens* und *Toscanas* für jurassisch oder untercretacisch. Die radiolaritreiche Kieselkalkformation von *Seran* hält MARTIN für ein Aequivalent der Danauformation von *Borneo* und in dem ähnlich entwickelten Burukalkstein fand derselbe Forscher *Aptychen*. Mir liegt ein von Professor BOEHM auf *Buru* gesammelter schwach kalkhaltiger Hornstein mit Radiolarien und Spongiennadeln vor, in dem zwei *Belemniten* mit Bauchfurche stecken, wie man sie aus dem Sundagebiete in weiter Verbreitung als Bestandteil der oberjurassischen bis höchstens neokomen Ammonitenfauna kennt. FAIRBANKS erklärt die Radiolarite der Küstenkordillere für Jura; sie sind älter als die *Aucellen*-führenden Kreidesedimente, und MARTIN fand die Radiolarite der holländischen Antillen als Gerölle in sicheren Kreidekalken.

Ehe ich nun weitere Folgerungen aus diesen Tatsachen ziehe, will ich noch eine andere wichtige Erscheinung registrieren. So ziemlich aus allen Gebieten, in denen die oberjurassischen Tiefseesedimente, sei es ohne ophiolithische Massengesteine, sei es mit solchen zusammen auftreten, kennen wir mittel- oder obercretacische Sedimente grobklastischer Natur, die zumeist das Hangende der Radiolarite usw. bilden. In den bayrischen Alpen sind cenomane Hornsteinbreccien weit verbreitet; sie kehren auch bei *Arosa* wieder. An die Konglomerate und Flachseeabsätze der Gosauformation in den Ostalpen, als fast einzige Vertreter der jüngeren Kreide, brauche ich nur zu erinnern. Dagegen fehlen diesen Gebieten die *Foraminiferen*-reichen Absätze der Oberkreide aus tieferem Meere, wie wir sie als Seewenschichten, Scaglia und Couches rouges sowohl in der helvetischen und Klippen-Region als auch in den Südalpen kennen, soweit wir wissen, ganz. Umgekehrt treten in diesen Gebieten die oberjurassischen Tiefseeabsätze fast vollständig zurück. Für dieses Verhältnis ist wichtig zu bemerken, dass im östlichen Teile der südlichen Kalkzone, wo der obere Jura kalkig ausgebildet ist, die typische *Scaglia*-Entwicklung vorherrscht, die den *Couches rouges* ganz gleich steht, dass dagegen im W des *Gardasees,* wo sich die Radiolaritfacies des Malm (und mit ihr auch Aptychenkalk) einstellt, die sich gegen den Langensee zu immer mehr akzentuiert, die Scaglia zugleich sandig und konglomeratisch wird, bei *Sirone* sogar durch mächtige *Hippuritenkonglomerate* vertreten ist. Diese Vorkommnisse liegen eben auch der Ausgangszone der rhätischen und ostalpinen Decke viel näher, als die Kalkzonen im O des Gardasees.

Flachseebildungen der jüngeren Kreide treten aber auch innerhalb des *Apennins* und der *dinarisch-taurischen Gebirge* in weiter Verbreitung gerade dort auf, wo die Radiolarite den oberen Jura kennzeichnen. Ebenso liegen die Verhältnisse auf *Borneo*, wo *Orbitulina* führende Sandsteine über den Tiefseeabsätzen folgen. In *Californien* sind es ebenfalls zum Teil grobklastische Gesteine mit *Aucellen* oder *Rudisten*, die als Hangendes der Radiolarite erscheinen; auch ist hier eine Diskordanz zwischen unterer und oberer Kreide wie in den Alpen vorhanden. Auf den *Antillen* wird der Radiolarit von Sandsteinen und Rudistenkalken überlagert, die den Radiolarit als Gerölle enthalten.

So tritt uns denn in weit voneinander abliegenden Gebieten mit auffallender Regelmässigkeit die Erscheinung entgegen, dass diejenigen Zonen der jungen Faltengebirge, die am Ende der Jurazeit in abyssische Tiefen versenkt waren, zur Kreidezeit verhältnismässig rasch in den Bereich des Flachwassers gehoben worden sind, so dass sich auf die ausgesprochenen Tiefseesedimente grobklastische ziemlich unvermittelt auflagern. Mögen wir für die Radiolarite die gleiche Absatztiefe annehmen, wie für den heutigen Radiolariensand der Tiefsee, oder mögen wir, um kritischen Gemütern voll gerecht zu werden, einige 1000 m davon absetzen, das tut nichts zur Sache: um eine Vertikalerhebung der oberjurassischen Tiefsee während der Zeit der Mittelkreide um einen Minimalbetrag von 5 km kommen wir nicht herum. Dieser Vorgang beschränkt sich, soweit wir das heute übersehen können, auf diejenigen Teile der grossen Geosynklinalen, welche am Ende der Jurazeit in abyssischer Tiefe lagen, also in den Alpen auf die Ursprungsgebiete der rhätischen und ostalpinen Decke, während die nördlich und südlich davon gelegenen Teile der alpinen Geosynklinale nicht davon betroffen wurden. In diesen dauerte vielmehr entweder der allmähliche Senkungsvorgang an, welcher ein konkordantes Uebereinanderschichten aller Kreideglieder gestattete, wie im Bereiche der helvetisch-jurassischen Region, oder es erfolgte nur ein geringes Schwanken, verbunden mit vorübergehender Trockenlegung, so dass sich die Couches rouges als pelagischer Absatz mittlerer Meerestiefen auf Neokom oder Tithon ablagern konnte, wie im Bereiche der Klippendecke.

Der Gegensatz zwischen „Ost-“ und „Westalpen“ besteht bekanntlich nicht allein in der verschiedenen Entwicklung der mesozoischen Sedimente, sondern auch in dem verschiedenen tektonischen Verhalten dieser beiden Gebiete zur Kreidezeit. In den helvetischen Ketten liegen alle Glieder der Kreide vollständig und konkordant übereinander, in den Ostalpen stehen Trias—Unterkreide in normalem Verbande, die Oberkreide dagegen liegt diskordant zu der älteren Serie und ihre Konglomerate enthalten die Brocken der älteren Gesteine bis zur Trias hinab. Ein solch gegensätzliches Verhalten ist schwer zu verstehen, wenn man sich beide in dem einen zusammenhängenden Bogen entstanden denkt, den sie jetzt bilden. Nach der Ueberfaltungstheorie setzte sich die alpine Geosynklinale in der Richtung von N nach S aus der westalpinen helvetischen Facies, aus der Klippenfacies, aus der Breccienfacies, aus der rhätischen und ostalpinen zusammen, und das heutige Lagenverhältnis dieser Faciesgebiete ist nur sekundär. Hiernach hätten sich die inneren Zonen der Geosynklinale, die in abyssischer Tiefe lagen, anders verhalten als die äusseren; sie wären aufgestiegen, während die äusseren sich langsam weiter senkten oder stabil blieben. Dass ein solcher Prozess leichter zu begreifen ist als das gegensätzliche Verhalten zweier nebeneinander liegender und in einer zusammenhängenden Zone vereinigter Regionen, bedarf keiner weiteren Begründung. Selbst wenn die Ueberfaltungstheorie nichts weiter als diese eine Erscheinung unserem Verständnis näher rückte, würde sie schon ihre Berechtigung hinreichend dokumentiert haben.

Die von abyssischen Sedimenten des Oberjura erfüllte Mittelzone der alpinen Geosynklinale ist es also, welche eine vorzeitige Erhebung und Auffaltung erkennen lässt. Das Meer der jüngeren Kreidezeit bedeckte die aufgefaltete Region nur intermittierend mit ausgesprochenen Flachseesedimenten der cenomanen und turon-senonen Phasen, während die randlichen Zonen der Geosynklinale von vollständigeren und in tieferem Meere abgelagerten Sedimenten der Oberkreide ausgefüllt wurden. Auch das eocäne *Nummuliten*meer und das oligocäne Flyschmeer scheinen die zentrale Zone nicht mehr überdeckt zu haben, sondern nur noch die nördliche und südliche Teilsynklinale. Doch lassen sich hierüber heute nur erst Vermutungen aufstellen, soweit das oligocäne Flyschmeer in Frage steht, während das Fehlen von *Nummuliten*absätzen mit einem gewissen Grade von Wahrscheinlichkeit angenommen werden darf. Aus der Tiefseezone der alpinen Geosynklinale sind nun aber später die beiden ausgedehntesten und obersten Ueberschiebungsdecken, die rhätische und die ostalpine hervorgegangen, von denen die letztere sich wahrscheinlich über den ganzen O—W streichenden Teil des Gebirges, vielleicht gar bis zum *Arvetal* ausgebreitet hat.

Die ophiolithischen Massengesteine sind in ihrem Auftreten an die Tiefseezone gebunden, scheinen aber, wie uns die Zusammensetzung der beiden Decken zeigt, sich nicht gleichmässig darin verbreitet zu haben, vielmehr sind sie auf den nördlichen Teil dieser Zone, der die rhätische Decke geliefert hat, ganz oder fast ganz beschränkt. Wenn sie auch in dem südlichen in erheblicher Menge injiziert worden wären, sollte man erwarten, sie, wenn nicht in den Sedimenten der ostalpinen Decke, so doch in ihrer altkristallinen Unterlage, die uns im *Silvretta-* und *Pischamassiv* usw. vorliegt, anzutreffen. Man hat sie aber bis jetzt nicht aus diesen Gebieten verzeichnet. So lassen sich denn die in den Alpen bis jetzt gewonnenen Erfahrungen zu folgenden Aussagen verdichten.

Die ophiolithischen Massengesteine sind in einer nördlichen Randzone der Tiefseezone der alpinen Geosynklinale eingedrungen, und diese zeichnet sich vor den übrigen Zonen durch ausgedehnte Tiefseeabsätze des mittleren Mesozoikums aus. Der Injektionsvorgang[1] hat Platz gegriffen, während oder nachdem die abyssischen Sedimente in verhältnismässig kurzer Zeit um mindestens 5 km emporgehoben und dabei zumeist disloziert wurden. Durch spätere, sehr intensive Faltung zur älteren Tertiärzeit sind aus der lokal injizierten Tiefseezone Ueberfaltungsdecken von ungeheurer Breite (Tiefe) (80 bis 100 km) herausgepresst und dadurch sind auch die Massengesteine weit von ihrem Entstehungsorte entfernt worden. Sie sind mithin nicht bezeichnend für die alpinen Ueberschiebungsschollen im allgemeinen, sondern nur für eine bestimmte Decke, die aus der Tiefseezone der alpinen Synklinale stammt.

---

[1] Ich spreche hier deshalb nur von Injektion, weil mir zweifellos effusive Massen von ophiolithischen Gesteinen bisher in den Alpen nicht aufgestossen sind. Damit möchte ich natürlich nicht behaupten, dass diese vollständig fehlen.

In dem nördlichen Teile dieser rhätischen Decke treffen wir die Massengesteine ungeachtet hochgradiger Verdrückungen und Ausquetschungen in nichtmetamorphosiertem Zustande, erst im S des *Plessurgebirges* gehen sie in Grünschiefer über und zugleich erfahren auch die sie begleitenden Sedimente eine nach S zu immer stärker werdende regionale Metamorphose. Daraus geht hervor, dass die Umwandlung erst nach der Ausgestaltung der Decken erfolgt ist und nicht vorher, wie TERMIER annimmt.

Es wäre mehr als gewagt, wollte ich behaupten, dass die ophiolithischen Gesteine in andern jüngeren Faltengebirgen stets unter ganz den gleichen Verhältnissen auftreten, wie wir sie in den Alpen finden. Vielmehr halte ich es von vornherein für wahrscheinlich, dass anderwärts die ophiolithführende Zone der Geosynklinale auch als überschobene und gefaltete, nicht nur wie in den Alpen stets als ausgequetschte Decke wiederkehrt. Es hat den Anschein, als ob in den Alpen die ostalpine Decke, der ich die Wirkung zuschreibe, die TERMIER für den (hypothetischen, nirgends sichtbaren) Verdrückungsschlitten (*traîneau écraseur*) postuliert, überall die rhätische bedeckt und verdrückt hat. Das braucht aber nicht in andern Gebirgen von alpinem Typus ebenso zu sein; vielmehr glaube ich, dass im *Apennin* und in den *dinarischen Ketten* der Balkanhalbinsel die Ophiolithe stellenweise unter einfacheren, aber immerhin noch recht komplizierten Lagerungsverhältnissen erscheinen. Aber daran ist wohl kaum zu zweifeln nach der Uebersicht, die ich über das Auftreten der Ophiolithe in andern Gegenden gegeben habe, dass allgemein wesentlich die gleichen Beziehungen zu den Tiefseeabsätzen des mittleren Mesozoikums vorliegen[1] und dass auch eine wesentlich ähnliche Hebung der Tiefseezone zur jüngeren Kreidezeit in Verbindung mit der Injektion der Massengesteine stattgefunden hat wie in den Alpen. Dass anderorts auch eine spätere, intensive Faltung (und wahrscheinlich auch die Bildung grosser Ueberschiebungsdecken) eingesetzt hat, ist daraus zu ersehen, dass die Lagerungsverhältnisse überall sehr kompliziert und schwer erkennbar sind, wo die jungen Ophiolithe erscheinen. Ueber keines der andern Gebirge besitzen wir zwar zurzeit so eingehende Untersuchungen, dass sich erkennen liesse, ob die Tiefseezonen auch die gleiche Rolle im Gebirgsbau spielen wie in den Alpen, ob sie i. B. das Ausgangsgebiet für die ausgedehntesten und höchsten Ueberschiebungsdecken abgegeben haben. Ich kann nur meine persönliche Ueberzeugung, die auf einigen Beobachtungen im *Apennin* und gewissen Andeutungen in der Literatur basiert, dahin äussern, dass ich das für wahrscheinlich halte.

---

[1] Was natürlich nicht ausschliesst, dass die Massengesteine auch über die Grenzen der eigentlichen Tiefseezone der Geosynklinale etwas hinausgreifen.

Es ist hinreichend bekannt, dass die unter der Bezeichnung Ophiolithe zusammengefassten Gesteine durch ihre Armut an Alkalien und das Ueberwiegen der Kalk-, Eisen- und Magnesiasilikate eine ungewöhnlich gut umgrenzte Reihe verschiedener Gesteinstypen darstellen, zumal wenn noch solche Gesteine ausgeschaltet werden, die nur extreme Glieder der Granit-Dioritreihe sind. In ermüdender Einförmigkeit kehren Serpentin[1] (und Peridotit) und Gabbro meist in stockartigen Massen, Spilit, Variolit, gewisse Diabase und Diabasporphyrite als gangförmige Gesteinskörper in bestimmten Zonen der jüngeren Faltengebirge wieder, während eine typisch effusive Facies kaum sicher bekannt ist. Es ist noch durch eingehende Forschung zu ermitteln, ob mit dem Hervorbrechen der Ophiolithe überhaupt eine echt vulkanische Tätigkeit verknüpft gewesen ist, ob durch die submarine Effusion eigenartige Erscheinungen wie die Kissenstruktur und peripherisch-blasige Beschaffenheit der Kissen hervorgebracht, oder ob und inwieweit die Gebirgsbildung ursprünglich effusive Merkmale verschleiert hat.

Durch den Nachweis, dass diese Gesteinsreihe unter besonderen Umständen emporgedrungen ist, die wesentlich verschieden sind von den Vorgängen, die bei der Injektion der granit-dioritischen Tiefen- und Ganggesteine mitgespielt haben, gewinnen wir ein gewisses Verständnis für ihre Eigenart. Wir können uns wohl vorstellen, dass unter den grossen Meerestiefen sich magmatische Massen von extremer Basizität ansammeln und dass bei der Auffaltung der abyssischen Regionen diese Massen mit aufsteigen und zur Injektion gelangen, während in den Festlandssockeln und unter flachen Meeresregionen sauerere Magmen emporsteigen. Das stimmt durchaus mit den Vorstellungen überein, die wir über die Verteilung der Magmen in verschiedener Tiefe des Erdkörpers von ganz andern, allgemeinen Gesichtspunkten aus gewonnen haben. Vielleicht lässt sich auch einmal der rätselhafte Serpentinisierungsvorgang als eine Folge der raschen Abkühlung des extrem peridotitischen Magmas in dem stark abgekühlten Untergrunde des Meeres unter gleichzeitigem Eindringen des unter starkem Druck befindlichen Meerwassers erklären.

---

[1] Serpentin pflegt an Masse alle übrigen Gesteine bedeutend zu übertreffen; Gabbro erscheint meist in der Form eines jüngeren Nachschubes.

Die chemische, lithologische und geologische Selbstständigkeit der „Ophiolithformation“ tritt innerhalb der jüngeren Faltengebirge von alpinem Charakter überall deutlich hervor, nicht minder ihre Verknüpfung mit Tiefseezonen der früheren Geosynklinalen, aus denen diese Gebirge emporgestiegen sind. Es lässt sich zurzeit nur ungenügend übersehen, ob diese Gesetzmässigkeiten auch schon in älterer, besonders paläozoischer Zeit vorhanden waren. Denn sobald wir versuchen, in älteren, eingeebneten Faltengebirgen derartige Beziehungen aufzusuchen, stossen wir noch auf viel grössere Schwierigkeiten als sie sich uns in den jüngeren Gebirgen entgegenstellen. Denken wir uns einmal das heutige Alpengebirge zu einer Rumpffläche erniedrigt, wird es da überhaupt noch möglich sein, den Deckenbau zu erkennen, den richtigen Zusammenhang der Decken und ihr gegenseitiges Verhältnis zu verfolgen? Würde nun gar der Gebirgsrumpf von neuen Sedimenten überdeckt, die ganze Region zerstückelt, so dass nur einzelne Fragmente des Grundgebirges aus der Decke herausgeschält und in wenig tiefen und mangelhaften Aufschlüssen sichtbar wären, schiene es dann nicht ausserhalb des Bereiches aller Möglichkeit zu liegen, die Verwickelungen im Gebirgsbau und die Beziehungen zwischen den einzelnen Zonen der früheren Geosynklinalen und den Massengesteinen auch nur zu ahnen?

Schwerlich, wenn uns nicht die genaue Erforschung noch gut erhaltener jüngerer Faltengebirge von derart verwickeltem Bau zunächst die nötigen Gesichtspunkte geliefert hätte. Von einem wirklichen Verständnisse des Baues unserer vormesozoischen Faltengebirgsreste sind wir augenblicklich vielleicht noch viel weiter entfernt als wir es ahnen, und die Fortschritte der Alpengeologie werden hier noch für längere Zeit vorbildlich sein müssen. Dennoch schimmern schon heute gewisse Beziehungen durch, die mit den oben dargelegten Verhältnissen im Alpengebirge verglichen unsere Aufmerksamkeit verdienen.

Rüst und Hinde, sowie eine Reihe anderer Forscher haben uns mit typischen Radiolaritvorkommnissen, als echten Tiefseeabsätzen der paläozoischen Zeit, aus verschiedenen Gegenden in Europa und ausserhalb Europas bekannt gemacht. Zwei solcher

„Kieselschiefer-“, d. h. Radiolarithorizonte, heben sich in Europa deutlich heraus, ein untersilurischer und ein altkarbonischer, ersterer älter als die kaledonische, letzterer älter als die karbonische Faltung. Grobe, terrigene Absätze in der Form der Kulmgrauwacken bedecken vielfach die altkarbonischen Kieselschiefer. Stellt man diese mit den alpinen Radiolariten in Parallele, so wird man jene mit den Konglomeraten der Oberkreide oder mit den flyschartigen Absätzen des Alttertiärs vergleichen dürfen.

Schon NAUMANN hat die Tatsache registriert, dass die Kieselschiefer in den deutschen Mittelgebirgen vielfach in inniger Verknüpfung mit Diabas und Grünschiefer zu finden sind. Mag auch ein kleiner Teil der „Kieselschiefer“ in Wirklichkeit ein Kontaktprodukt der Diabase (Adinole) sein, an die er geknüpft erscheint, so gilt das sicherlich nicht für die Hauptmasse derselben, die nachweislich unter den Begriff des Radiolarit fällt. Aehnliche Beobachtungen sind von verschiedenen andern Autoren in *Deutschland*, aber auch in *Wales* und *Schottland* gemacht. Auch für den *Ural*, *Tianchan* usw. liegen vereinzelte derartige Angaben vor. Sind sie auch meist noch zu unvollständig, um daran die völlige Analogie zwischen den Verhältnissen zur mesozoisch-tertiären und jungpaläozoischen Zeit im Bereiche der grossen Faltengebirge von alpinem Typus zu erweisen, so verdienen sie doch unsere Aufmerksamkeit in hohem Grade, namentlich wenn wir berücksichtigen, dass sowohl die kaledonische als auch die armorikanisch-variscische Gebirgsbildung von Ueberschiebungs- oder Ueberfaltungsprozessen begleitet gewesen ist, die denen der alpinen Region vielleicht nicht nachgestanden haben.

Ich kann es mir nicht versagen, aus der Fülle zumeist nur unvollkommen studierter Gebiete auf ein Beispiel aus paläozoischer Zeit speziell abzuheben, das eine vollständige und ungewöhnlich klare Analogie zu den geschilderten Gesetzmässigkeiten aus jüngerer Zeit aufweist: die südlichen schottischen Hochlande, über deren geologische Verhältnisse die Monographie von PEACH und HORNE in ausgezeichneter Weise orientiert.

Dort werden die Arenig- und ein Teil der Llandeilostufe des Untersilurs durch Tiefseeabsätze von ungeheurer Ausdehnung gebildet, wesentlich aus buntem Radiolarit und „mudstones“, die nach den übereinstimmenden Deutungen von NICHOLSON und HINDE in Tiefen von über 4000 m abgesetzt worden sind. In innigster Verknüpfung damit finden sich keineswegs überall, aber doch ebenfalls in weiter Verbreitung Gesteine der ophiolithischen Reihe: Diabase, Diabasporphyrite, Serpentin, Gabbro usw. Teils ruhen sie als (?) Ergussgesteine (Laven, Tuffe, Agglomerate) unter den Tiefseeabsätzen, teils sind sie mit ihnen verquickt und schliessen Brocken des schon verfestigten Radiolarits ein; Serpentin und Gabbro sind aber sicher jüngere Intrusionen und hier wie anderwärts ist der Gabbro das jüngste Glied. Im nordwestlichen Teile, in den die Hauptentwicklung der ophiolitischen Massengesteine fällt, werden diese und die Tiefseebildungen diskordant von groben Konglomeraten überlagert, über diesen folgen fossilreiche, zum Teil korallenführende Flachseebildungen. Im S des Gebiets folgen dagegen die höheren Glieder des Untersilurs konkordant über dem Radiolarit und den Massengesteinen. Eine mächtige Serie vorwiegend detritogener Sedimente wurde darüber bis zum Schluss des Obersilurs noch gebildet. Dann erst setzte die Hauptfaltung ein, die vor dem Absatz des Old red vollendet, alles Aeltere hochgradig disloziert hat: steilgestellte und enggepresste Falten erinnern ganz und gar an die Lagerungsverhältnisse der inneren alpinen Zonen. Nach der Hauptfaltung, aber vor Absatz des jüngeren Old red, erfolgt die Injektion von Graniten und Dioriten in den südlichen Distrikten; der tonalitische Charakter der Quarzdiorite ist hier bemerkenswert. Schon TEALL hat darauf hingewiesen, dass hier die Diabase mit „Kissenstruktur" in Begleitung derselben Tiefseesedimente, i. B. des Radiolarits, zu finden sind, wie in *Cornwall*, *Sachsen* und *Californien*. Er hätte mit gleicher Berechtigung die übereinstimmenden Verhältnisse in *Bünden*, in *Ligurien* und an andern Orten herbeiziehen können.

Die Uebereinstimmung mit den geschilderten Verhältnissen der alpinen Gebirgszüge ist evident. Hier wie dort echte Tiefseeabsätze in Verknüpfung mit Ophiolithen, unter denen Serpentin und Gabbro die jüngsten, welche überall die Sedimente durchbrechen; Faltung und diskordante Auflagerung grober klastischer Sedimente; viel später erst die Hauptfaltung und grosse Ueberfaltungen; schliesslich Injektionen von granitischen und tonalitischen Gesteinen in den rückwärtigen Gebieten.

Jede Erscheinung wird erst durch ihren Gegensatz ins rechte Licht gerückt. So will ich denn zum Schluss mit wenigen Worten das gegensätzliche Verhalten des Kordillerentypus zum Alpentypus hervorheben. Auch die Kordillere Nord- und Südamerikas ist ein mächtiges Faltengebirge jüngsten Datums. An ihrem Aufbaue beteiligen sich, wenigstens im W, mächtige und sehr vollständige Ablagerungen von mittel- und jungmesozoischem Alter, und aus der Kordillere Südamerikas kennen wir basische Massengesteine aus mesozoischer[1], daneben auch Eruptiva aus tertiärer Zeit in der Form von Decken, Tuffen, Gängen und Stöcken von einer Mächtigkeit und Geschlossenheit, wie wir sie in den meisten andern Gebirgen vergeblich suchen. Trotzdem ich auf meinen Reisen, sowie bei der Durchsicht von Sammlungen und Literatur besondere Aufmerksamkeit darauf verwandt habe, ist es mir nicht gelungen, auch nur die Spur eines Radiolarits oder eines andern Tiefseegesteins aus mesozoischer oder tertiärer Zeit in der Kordillere Südamerikas zu entdecken. Vergeblich habe ich nach Erscheinungen gesucht, die eine Analogie zu den Ueberfaltungen der alpinen Gebirge oder auch zu dem raschen Facieswechsel der Sedimente in ihnen darböten. Ebensowenig kennt man bis jetzt, obgleich weite Gebiete durchforscht und zahllose Gesteinsproben untersucht sind, irgend welche Vertreter der ophiolithischen Gesteinsreihe unter den mesozoischen oder tertiären Eruptivmassen, keine Serpentine, Spilite, Gabbros oder Variolite. Und doch stehen die häufigen Diabasporphyrite der Kordillere nicht nur habituell, sondern auch in ihrem Bestande den ähnlichen und mit dem gleichen Namen bezeichneten Gesteinen der ophiolithischen Reihe recht nahe, scheinen aber durchschnittlich reicher an Alkali und ärmer an Kieselsäure zu sein. Ein weiterer auffälliger Unterschied ist in der Verteilung jungvulkanischer Gebilde gegeben, wie schon SUESS im Antlitz der Erde angedeutet hat. Das ganze Gebirge wird durchschwärmt von Gängen tertiärer Eruptiva und breite und langgestreckte Zonen von Andengraniten und -Dioriten haben sich lakkolithenartig in die schwach gefalteten mesozoischen Sedimente der Westkordillere eingeschoben. Die diluvialen Vulkankegel stehen in geraden Reihen aufmarschiert und spiegeln den einfachen Verlauf der autochthonen Falten wieder — ein Bild, das grundsätzlich von den sich überdeckenden und einander ablösenden Ueberschiebungsdecken der Alpen mit stark gebogenem Rande abweicht. Das bezeichnende Merkmal der Deckschollengebiete liegt eben auch in dem Fehlen von Eruptivgesteinen aus jüngster Zeit; diese bekränzen nur die Innenseite, aber durchbrechen die Decken nicht, denn hier ist die Rinde nicht nur gedoppelt, sondern über weite Gebiete verdreifacht und mehr als das. Die ophiolithischen Massengesteine, die wir in solchen Gebieten antreffen, sind mit den höchsten und grössten Ueberschiebungsdecken aus den inneren Zonen des Gebirges herausgepresst, und diese Tiefseezonen stellen als Gebiete geringster Beständigkeit und als Ausgangsregion für die grössten Ueberfaltungen gewissermassen die Leitzonen der Gebirge dar. Es hat den Anschein, als ob die Ausdehnung dieser Tiefseezonen in erster Linie massgebend für den Verlauf und die Ausgestaltung der späteren Faltengebirge gewesen ist. Die Gebirge vom Kordillerentypus sind dann vielleicht nur den randlichen Teilen der Geosynklinalen oder solchen von beschränkter Tiefe und Ausdehnung entsprungen.

---

[1] Es ist bewundernswert, mit welcher Konsequenz das doch längst bekannte Auftreten ganz ungeheuerer Massen von Effusivgesteinen aus jungtriadischer, jurassischer und cretacischer Zeit in Südamerika ignoriert wird, wenn es gilt, kritische Perioden in der Geschichte der Erde zu erweisen oder Lieblingstheorien über die Ursachen der Eiszeit und dergleichen mehr auf die Intermittenz der vulkanischen Tätigkeit zu stützen.

Anhang: Die rhätische Decke im Bereiche der Chablaiszone.

Im Bereiche des oberen Simmentals und des oberen Saanetals finden sich zwei Gesteinsarten, die sonst in den Freiburger Alpen fehlen, Spilit (Ophit) und Radiolarit (richtiger Radiolaritkalk). Beide sind in ihrer Verbreitung streng an die Hornfluhbreccie gebunden, jedoch derart, dass sie nie mit ihr unmittelbar verknüpft auftreten, sondern stets durch Flysch davon getrennt sind. Dass beide innig zusammenhängen und einer und derselben Decke angehören, geht aus dem Funde hervor, den C. SCHMIDT an dem Steinbruch der Oeschseite gemacht hat und den ich bestätigen kann. Dort steht der Spilit nämlich in innigstem Kontakt mit Radiolarit. Eigenartige schwarze Schiefer und gelbgrüne Sandsteine, deren Alter noch unbestimmt ist, begleiten nach JACCARD in der Simmentalgegend den Spilit, und dasselbe ist nach LUGEON im Chablais der Fall. Es fragt sich nun, in welchem Verhältnis diese Spilit-Radiolarit-„Zone“ zu der „Brecciendecke“ steht. Sie erscheint in ihrer Verbreitung an letztere geknüpft, die Radiolaritkalke repräsentieren aber eine ganz andere Facies des Malm als die Breccie, und die Spilite treten nirgends in der Breccie selbst auf. JACCARD hat die Radiolaritkalke kartographisch ausgeschieden, aber nicht als Malm erkannt, was sie tatsächlich sind. Dagegen hat sie schon LORENZ als Châtelkalk angesprochen, und ich fand in dem Vorkommnis des Seitbachwaldes bei Weissenbach auch *Aptychendurchschnitte* darin. Die Spilit-Radiolaritdecke kann nun aber, da sie nicht zur Brecciendecke selbst gehört, entweder nur unter oder auf ihr liegen. Dass ersteres nicht zutrifft, beweist ihr Fehlen im höheren Hundsrückflysch zwischen den Vorkommnissen der *Préalpes médianes* und der Breccie. Sie kann demnach nur als eine höhere Decke als die Brecciendecke aufgefasst werden. Dann erklärt sich auch vollständig die Verbreitung der Spilitvorkommnisse zwischen den beiden grossen Breccienzügen zu beiden Seiten der kleinen

Simme: sie liegen in einer Flyschsynklinale auf der Breccienzone und dieser Flyschzug ist das Hangende und nicht, wie LUGEON und JACCARD es deuten, das Liegende der Breccie. Ebenso gehört dann der Flyschzug im W des westlichen Breccienzuges mit seinen Radiolaritkalken und dem Spilit des *Griesbachtals* in das Hangende der Breccie. Trifft das zu — und ich sehe nicht ein, welche andere Deutung den Vorzug verdienen könnte, so gehören natürlich auch die Couches rouges in das normale Hangende der Breccie und sind nicht aufgeschürfte Schollen der *Préalpes médianes.* Das hatte KEIDEL vor JACCARD schon festgestellt, und wenn JACCARD, statt die Arbeit seines Vorgängers in unwissenschaftlicher und durchaus ungebührlicher Weise zu missachten und herabzusetzen, die positiven Ergebnisse derselben benutzt hätte, so wäre er vor einer unrichtigen Deutung der Lagerungsverhältnisse behütet geblieben und hätte die Selbständigkeit der Spilit-Radiolaritzone erkennen können. Von welch erheblicher Bedeutung gerade diese, bisher unbekannte Zone für die Parallelisierung zwischen West- und Ostalpen ist, habe ich S. 20ff. erläutert. Uebrigens hätte JACCARD schon aus dem Auftreten des Spilits, Gabbros und Serpentins im Chablais, wie es LUGEON festgestellt hat, entnehmen können, dass sie einer über der Breccie gelegenen Zone angehören, denn LUGEON sagt ausdrücklich: „*Les affleurements sont tous, sauf un, disséminés dans le grand synclinal, qui recouvre la Brèche du Chablais du nord-est au sud-ouest, dans la partie comprise entre Taninges et Morzine*“. Die einzige Ausnahme bezieht sich aber nicht auf ein Gestein der Ophiolithgruppe, sondern auf einen Kersantit.

Es gibt also sowohl im Chablais wie in den Freiburger Alpen noch eine höhere Decke als die Breccie, die natürlich nur dort auftritt, wo die Breccie vorkommt. Sie ist gekennzeichnet durch ophiolithische Eruptiva und Radiolarit oder Radiolaritkalk, beides Gesteinsarten, die sowohl der Breccie als allen tieferen Decken der Chablaisregion fehlen. Weinrote und glänzende schwarze Schiefer, gelbgrüne Sandsteine und der Granit von La Rosière gehören ihr ebenfalls zu. Ueber die Fortsetzung dieser Zone in den Klippen und in den Ostalpen vgl. S. 20ff.

Abgeschlossen Ende August 1905.

Literatur.

Enthält nur die Titel einiger Arbeiten, die in der vorstehenden Mitteilung häufiger angezogen sind. Weitere Literatur ist in diesen Arbeiten zu finden.

Haug, E. Les Géosynclinaux et les Aires continentales etc. (Bull. Soc. Géol. France. 3e ser. **28,** 617—711. 1900.)

Hoek, H. Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. **13,** 215—270. 1903.)

Jaccard, F. La Région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises). — (Bull. du Labor. de Géol. etc. Université de Lausanne, No. 5. 1904.)

Keidel, H. Ein Beitrag zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse in den Freiburger Alpen. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. **13,** 23—39. 1902.)

Lorenz, Th. Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. I. Fläscherberg. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. **10,** 1900.) II. Der südliche Rhätikon. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. **12,** 34—95, 1901.)

Lugeon, M. La Région de la Brèche du Chablais. (Bull. Serv. Carte géol. France **7.** 1896.)

Lugeon, M. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. (Bull. Soc. géol. France. 4e ser. **1,** 723—825. 1901.)

Paulcke, W. Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. **14,** 257—298. 1904.)

Peach, B. N., Horne, J. & Teall, H. The Silurian Rocks of Britain I. Scotland. (Memoirs of the Geol. Survey of the United Kingdom. 1899.)

Quereau, E. C. Die Klippenregion von Iberg. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. 33. 1893.)

Rothpletz, A. Geologische Alpenforschungen I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen usw. München 1900.

Sarasin, Ch. Die Konglomerate und Breccien des Flysch in der Schweiz (N. J. f. Min. etc. Beil. B. **8,** 180. 1893).

Sarasin, Ch. De l'Origine des Roches exotiques du Flysch (Arch. sc. phys. et nat. Genève **31, 32.** 1894).

Schardt, H. Sur l'origine des Préalpes Romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn). — Arch. Sc. phys. & nat. Genève **30,** No. 12. 1893.)

Schardt, H. Les Régions exotiques du Versant nord des Alpes suisses etc. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. **34,** 113—219. 1898.)

Schiller, W. Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. **14,** 107—180 1904.)

Steinmann, G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. **9,** 245—263. 1895; **10,** 215—292. 1898.)

Suess, E. Sur la nature des charriages. (Compt. rend. Ac. Sc. Paris **139,** 714—716. 1904.)

Termier, P. Les Nappes des Alpes orientales et la Synthèse des Alpes. (Bull. Soc. Géol. France. 4e ser. **3,** 711—765. 1904.)

Tobler, A. Vorläufige Mitteilung über die Geologie der Klippen am Vierwaldstättersee. (Eclog. geol. Helvetiae. **6,** No. 1, 7—14. 1899.)

Inhaltsverzeichnis.

Seite
1. Geschichtliches 2
2. Die Westalpen 6
3. Bünden 8
4. Ost- und Westalpen 16
5. Die geologische Bedeutung der Tiefseeebildungen und der ophiolithischen Eruptiva 27

Anhang: Die rhätische Decke im Bereiche der Chablaiszone 47
Literatur 48

Die paläolithische Renntierstation von Munzingen am Tuniberge bei Freiburg i. B.

Von

G. Steinmann.

(Mit 53 Textabbildungen.)

1. Geschichtliches.

Die Renntierstation von Munzingen am Tuniberge bei Freiburg wurde zuerst von ECKER im Jahre 1875 bekannt gemacht. Er beschrieb sie als eine Kulturschicht, die im Löss eingelagert, durch die Beschaffenheit der Werkzeuge und Waffen, ebenso durch die Gegenwart des Renntiers als paläolithisch gekennzeichnet ist[1].

Wenn auch die Einbettung der Fundschicht im Löss ein hohes geologisches Alter wahrscheinlich machte, so konnte ECKER doch keine völlige Gewissheit darüber erlangen, ob sie wirklich ursprünglich im Löss eingelagert gewesen, oder ob sie etwa nachträglich in den Löss eingegraben und daher eher den jüngeren Höhlenfunden gleichzustellen sei. Wir finden diese Unentschiedenheit begreiflich, da zu jener Zeit weder die Bildungsweise des Löss aufgeklärt, noch sein Alter und seine Stratigraphie ermittelt waren. Auch konnte man damals unberührte Lössschichten von umgewühlten oder umgelagerten noch nicht mit Sicherheit unterscheiden, und endlich mag wohl für ECKERs Unentschiedenheit der Umstand mit bestimmend gewirkt haben, dass in unmittelbarer Nähe der unberührten Lössfundstelle jüngere Ansiedlungen vorkommen, welche in neolithischer Zeit in den Löss eingegraben worden sind. Die aus solchen neolithischen Gruben stammenden Scherben von gebranntem Ton wurden nicht von den paläolithischen Funden getrennt; doch sagt ECKER von ihnen, dass sie „insbesondere in der braunen Schicht“ gefunden wurden. Da aber der ungestörte Löss, in dem die paläolithische Kulturschicht liegt, hellgelbe Farbe besitzt, und nur die nachträglich in den Löss eingegrabenen Höhlen und Löcher mit dem umgewühlten braunen Deckenlehm ausgefüllt worden sind, so kann schon nach jener Angabe ECKERS kein Zweifel darüber bestehen, dass die grauen Scherben aus gebranntem Ton mit den paläolithischen Funden nichts zu tun haben, sondern einer andern, wesentlich jüngeren Periode angehören.

---

[1] Ueber eine menschliche Niederlassung aus der Renntierzeit im Löss des Rheintales bei Munzingen unweit Freiburg (Archiv für Anthrop. 8, 87, 1875; abgedruckt aus Berichte über die Verhandlungen der naturforschenden Gesellschaft Freiburg **6** IV, S. 70—95, 1875).

Gelegentlich der Aufnahme der Blätter *Hartheim—Ehrenstetten* der geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Baden[1] habe ich versucht, die Stellung der paläolithischen Kulturschicht innerhalb des Löss durch Aufgrabungen und Bohrungen möglichst genau zu ermitteln. Ich konnte dabei feststellen, dass die Kulturschicht, der die von ECKER beschriebenen Funde entstammen (mit Ausnahme der neolithischen Scherben), in der Tat eine ungestörte, normale Einlagerung im Jüngeren Löss des Tuniberges bildet. An einer durch frühere Grabungen noch unberührten Stelle befand sich die Kulturschicht von etwa 2 m ungestörtem Löss bedeckt und sie wurde von $5^1/_2$ m mächtigem Löss unterteuft, wie eine Bohrung ergab. Das damals ermittelte Profil ist folgendes:

d) 2,2 m. Verschlämmter und umgewühlter Löss und Lösslehm, braun, kalkreich. Fundstelle der neolithischen Scherben.

c) 1,8 m. Hellgelber, reiner, ungeschichteter Löss ohne Schnecken oder sonstige Beimischungen. Nussgrosse Lösskindel.

b) 0,3 m. Kulturschicht (aufgegraben). Herdsteine aus Jurakalk, Steinmesser usw. aus Jaspis, aufgeschlagene Röhrenknochen, Zähne und Geweihstücke von Renntier, Holz- und Knochenkohle, Asche usw. Einzelne dieser Gegenstände von Lösskindeln inkrustiert, der Löss streifen-, lagen- und nesterweise rötlich oder schwarzbraun gefärbt.

a) 5,5 m. Hellgelber Löss, nach unten zu feinsandig werdend, mit spärlichen Schnecken und Lösskindeln (Sandlöss).

Liegendes: an dieser Stelle nicht weiter ermittelt.

---

[1] Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Baden, Blatt Hartheim-Ehrenstetten (No. 115/116), 1897, Erläuterungen S. 59.

Zu diesem Profile möge folgendes bemerkt sein. Die Schicht *d* ist ohne weiteres als ein Gemisch von braunem, kalkfreiem Lösslehm, wie er die Verwitterungsdecke des Jüngeren Löss bildet, mit normalem Löss kenntlich. Sie kann erst entstanden sein, nachdem die braune Lehmdecke durch Verwitterung aus dem hellen Löss gebildet war und gehört demnach in die Postglazialzeit; sie ist viel jünger als der Löss selbst. Damit stimmt auch überein, dass in dieser braunen Schicht die Tonscherben gefunden sind (nach ECKERS Bezeichnung *i* und *k*). Da sie zweifellos durch Umwühlen oder Verschwemmen der obersten Lagen des normalen Lössprofils gebildet wurde, so lässt sich die ursprüngliche Mächtigkeit des Löss über der Kulturschicht nur angenähert, etwa zu 3,5—4,0 m, bestimmen.

Die Untersuchung zahlreicher Lössprofile an der Ostseite des Tuniberges hat ergeben, dass hier der Jüngere Löss in einer Mächtigkeit bis zu 12 m allgemein verbreitet ist. Es lassen sich wie anderwärts im badischen Oberlande zwei Abteilungen darin unterscheiden[1]:

a) eine untere, die i. A. aus mehr oder minder gut geschichteten Lagen von hellgelbem, streifenweis dunkelgelbem Löss besteht. An ihrer Basis finden sich gerollte Lösskindel, auch kleine Gerölle rheinischer Kiesel, ferner durch die ganze Masse in wechselnder Menge und Mächtigkeit Einschaltungen von sandreichem Löss und feinem Sand. Diese tieferen Lagen — die ich als Rekurrenzzone bezeichnet habe — sind zugleich das hauptsächliche Lager der Lössschnecken und der Reste von Pferd, Mammut, Nashorn, Renntier, Hirsch und Reh. Ihre Mächtigkeit wechselt; sie schwankt zwischen 2 und 7 m. Nach oben zu werden die Einschaltungen von Sand spärlicher, sie nehmen den Charakter von eingewehtem (nicht eingeschwemmtem) Material an, und so vollzieht sich allmählich ein Uebergang in die

b) obere Abteilung des Jüngeren Löss, die i. A. ungeschichtet, frei von Schwemmspuren, frei von Schnecken und Säugerresten ist.

Die Kulturschicht liegt nun ziemlich genau an der Grenze der beiden Abteilungen; denn der Löss, der sie bedeckt, ist frei von Schnecken und Sand, während die liegenden Lössschichten den

---

[1] G. STEINMANN, Ueber Pleistocän und Pliocän in der Umgegend von Freiburg i. Br. (Mitt. der Grossh. Bad. Geol. Landesanst. 2, S. 189). Ueber die Gliederung des Pleistocän im badischen Oberlande (ebd. 2, XXI, 1893, S. 743). Die Entwicklung des Diluviums in Südwest-Deutschland (Ztschr. der deutschen geol. Ges. 1898, S. 83).

Charakter der Rekurrenzzone tragen. Feiner, offenbar gewehter Sand findet sich gelegentlich noch in geringer Menge in der Kulturschicht selbst; einige gröbere Gesteinsbrocken, die darin vorkommen, sind aber offenbar durch den Menschen selbst hineingeschleppt worden.

Wie ich bereits früher ausgeführt habe, spiegelt sich innerhalb des Gesamtprofils des Jüngeren Löss deutlich eine allmähliche Klimaänderung wieder. Als die tiefsten Schichten gebildet wurden, waren reichliche Niederschläge vorhanden; überall wurden an den Gehängen die älteren Lössmassen abgespült und am Fusse der Gehänge und in den Niederungen zusammengeschwemmt. Periodisch entstanden Ueberflutungen, die kleinere Gerölle und Sand über weite Flächen ausbreiteten und mit dem aus der Luft sich niedersenkenden Löss zu Sandlöss mischten. Vegetation war wohl ziemlich allgemein vorhanden, vielleicht mit Ausnahme der trockenen Kalkhöhen, wo auch die tieferen Lagen des Jüngeren Löss frei von organischen Resten, selbst von Schneckenschalen, zu sein pflegen. Aber an den Gehängen und in den Niederungen hat ein Pflanzenkleid bestanden, welches sowohl zahllosen Landschnecken als auch grossen Säugern das Fortkommen ermöglichte. Je höhere Lagen des Lössprofils wir aber betrachten, um so mehr treten die direkten und indirekten Wirkungen der Niederschläge zurück. Die Schwemmspuren nehmen ab, die Schnecken werden seltener, die Säugerreste verschwinden, und die obersten Lagen sind offenbar unter einem Klima entstanden, das im Rheintale nur äusserst spärliche Niederschläge erzeugte, und das der Pflanzen- und Tierwelt wohl nur noch im Bereiche der Flusstäler und in den höheren Gebirgsregionen einen äusserst beschränkten Fortbestand ermöglichte. Der Löss gelangte fast nur noch äolisch, d. h. ungeschichtet, und fossilfrei zum Absatz; das Klima war extrem trocken und steppenartig geworden. Als der paläolithische Mensch bei Munzingen lebte, vollzog sich gerade der Uebergang in dieses extrem trockene Klima; wir finden daher im Löss der Kulturschicht keine geschwemmten Lagen und keine Schnecken mehr.

Somit ist die Zeit der menschlichen Ansiedelung bei Munzingen geologisch scharf bestimmt.

Neuerdings hat nun der Munzinger Fund mehrfach Beachtung und Erwähnung gefunden. Unter Verwertung des von mir ausgegrabenen Materials und einiger ergänzender Stücke, welche Herr Apotheker KÜBLER der Freiburger Sammlung überlassen hatte, gab

SCHOETENSACK[1] von neuem eine Darstellung des Fundortes und der wichtigsten Gegenstände, wobei letztere freilich keine eingehende Beschreibung und ebensowenig eine hinreichend brauchbare bildliche Wiedergabe fanden. Die einfache photographische Reproduktion, noch dazu unter beträchtlicher Verkleinerung der teilweise an und für sich schon kleinen Gegenstände, genügt den heutigen Anforderungen keineswegs. Die Vergleiche, welche SCHOETENSACK mit andern paläolithischen Stationen des Südwestens, i. B. mit den postglazialen Funden von Schaffhausen und des Isteiner Klotzes, anstellte, waren aber nur geeignet, das bis dahin klare Bild von dem Alter und der Kulturstufe der Munzinger Funde zu trüben, da, wie wir sehen werden, Munzingen mit Vorkommnissen von wesentlich verschiedenem Alter auf gleiche Linie gestellt und in die Madelaineperiode versetzt wurde. Während HOERNES[2] den Munzinger Lössfund wie schon früher ECKER mit den Lössstationen Niederösterreichs, Böhmens, Mährens usw. verglichen und mit diesen ganz richtig in die Solutré-Stufe verwiesen hatte, glaubte SCHOETENSACK auf Grund eines von ECKER unrichtig gedeuteten und mangelhaft beschriebenen, von ihm selbst als Fibula (Kommandostab) angesprochenen Knochenstücks eine vollständige Parallele mit den viel jüngeren, postglazialen Funden der Madelainezeit gefunden und damit ihre Gleichzeitigkeit erwiesen zu haben. Dieser Auffassung hat sich bald darauf auf Grund der SCHOETENSACKschen Parallelisierung auch RUTOT[3] angeschlossen, der die Bedeutung des Munzinger Fundes als eines wichtigen Bindegliedes zwischen den östlichen Stationen und den belgischen betonte, dabei aber zu Folgerungen gelangte, die nicht unwidersprochen bleiben können. Ebenso hat jüngst PENCK die von SCHOETENSACK beliebte Deutung des Munzinger Fundes wesentlich mit benützt, um nicht nur die enge Verwandtschaft mancher Lössstationen mit den postglazialen scharf zu betonen — was in gewisser Beziehung nur gebilligt werden kann —, sondern um auch darauf weiter bauend zu vermuten, dass die Bildung der obersten Lagen des Jüngeren Löss noch während des Herannahens der letzten (Würm-)Vergletscherung fortgedauert habe, also teilweise noch in die Prä-Würmzeit falle. Auf Grund der, wie wir sehen werden unzutreffenden archäologischen Parallelen gelangt PENCK dazu, eine geologische Gleichaltrigkeit zu vertreten, der nicht allein die geologischen Tatsachen widersprechen, sondern die auch durchaus den Vorstellungen zuwiderläuft, die vom Standpunkt der äolischen Lösstheorie, wie sie BRÜCKNER und PENCK selbst wesentlich haben festigen helfen, über die Art und die Zeit der Lössbildung gewonnen worden sind. Denn wie ich oben bemerkt habe, akzentuiert sich in dem Profile des Jüngeren Löss, je höhere Schichten desselben wir betrachten, immer mehr der Charakter eines trockenen Steppenklimas. Aus der physikalischen Beschaffenheit der jüngsten Lösslagen, sowie aus dem Fehlen organischer Reste darin müssen wir schliessen, dass zu keinem Zeitpunkte der Riss-Würm-Interglazialzeit, während der der Jüngere Löss abgelagert wurde, das Klima so trocken war und die Lössbildung so rein äolisch vor sich ging, wie gerade gegen Ende dieser Periode. Wie sollen wir uns nun vorstellen, dass zu gleicher Zeit das Klima so niederschlagsreich war, dass die Gletscher der letzten Eiszeit wieder wachsen konnten? Das ist klimatologisch ein offener Widerspruch, der entweder auf einer unrichtigen Vorstellung von der Bildungsweise des Löss oder auf einer unzutreffenden Verwertung der archäologischen Funde oder auf beidem beruht. Da nun der Munzinger Fund in der Kette dieser Folgerungen eine bedeutsame Rolle spielt, dabei aber bisher nur ungenügend dargestellt worden ist, so habe ich es für angezeigt gehalten, diese Lücke durch eine ausführliche Beschreibung auszufüllen. Es lohnt das um so mehr, als zugleich der

---

[1] Ueber die Gleichzeitigkeit der menschlichen Niederlassung aus der Renntierzeit im Löss bei Munzingen unweit Freiburg i. B. und der paläolithischen Schicht von Thaingen und Schweizerbild bei Schaffhausen (Archiv für Anthrop., N. F. **1**, 2, 1903, S. 69—77).

[2] Der diluviale Mensch in Europa, 1903, S. 51, 181, 187.

[3] Sur quelques découvertes paléolithiques faites dans la Vallée du Rhin. (Bull. Soc. d'anthrop. Bruxelles **23**, 1904). — In seiner Notiz: Sur la non-existence comme terme autonome de la série quaternaire, du limon dit „des hauts-plateaux“ (Bull. Soc. Belge d. Géologie **18**, 1904, Proc. verb. 262—274) verwertet RUTOT die Munzinger Lössstation (d'une industrie se rapprochant du Magdalénien de G. de Mortillet), um daran zu zeigen, dass die in Belgien heute noch übliche Trennung eines „Lehms der Hochflächen“ von dem Lehm der mittleren und niederen Niveaus unberechtigt sei. RUTOTS Ansicht findet in den geologischen Spezialaufnahmen im Oberrheingebiet hinreichende Begründung, aber seine Angaben über die Höhenlage der Munzinger Station sind ungenau und nicht der geologischen Spezialkarte (Blatt Ehrenstetten-Hartheim) entnommen. Die Renntierstation liegt im Löss „des tieferen Niveaus“, nur etwa 18 m (nicht 100 m) über der Niederterrassenfläche des Rheins. Aber der Löss,

---

in dem die Station eingebettet ist, erstreckt sich in sanftem Anstieg ununterbrochen bis auf die Höhe des Tuniberges, die über 100 m höher liegt als der Rhein.

landläufige Begriff einer „Renntierzeit“ hierbei eine wünschenswerte Klärung erfährt.

2. Die geologische Stellung des Fundes.

Wie bereits bemerkt, liegt die Munzinger Kulturschicht an der Grenze der beiden Abteilungen, welche man im Jüngeren Löss des Oberrheingebiets unterscheiden kann. Diese entsprechen aber den in Belgien als „limon hesbayen“ und als „limon brabantien“ unterschiedenen Gruppen, die sich durch die gleichen lithologischen Merkmale voneinander scheiden, aber auch ebenso innig miteinander verknüpft sind wie im Rheintale. Während nun aber aus dem belgischen Löss bisher keinerlei prähistorische Funde bekannt geworden sind, enthält der Jüngere Löss in Niederösterreich, Böhmen, Mähren, Ungarn usw. eine grössere Zahl mehr oder minder reicher paläolithischer Stationen, die neuerdings von M. Hoernes zusammenfassend beschrieben und mit Munzingen in die Solutré-Stufe (in Hoernes' Begrenzung) eingereiht worden sind. Eine andere Parallelisierung lässt sich auf Grund geologischer Daten auch gar nicht vornehmen, wie Penck[1] gleichzeitig betont hat. Vergleichen wir aber Munzingen mit den östlichen Lössstationen, so tritt trotz aller Aehnlichkeit des Vorkommens und der Industrie ein Unterschied hervor, den ich gleich scharf betont wissen möchte. In allen den östlichen Stationen herrschen Mammut und Pferd unter den gefundenen Jagdtieren derart vor, dass man den dortigen Lössmenschen mit Recht als „Mammut- und Pferdejäger“ bezeichnet. In Munzingen ist weder Mammut noch Pferd gefunden, ebensowenig Nashorn oder ein anderes Diluvialtier, ausser dem Renn. Daher ist diese Station von jeher als „Renntierstation“ klassifiziert. Die Rekurrenzzone des Löss, welche das unmittelbar Liegende der Munzinger Kulturschicht bildet, ist überall im Oberrheingebiet das Hauptlager von Pferd, Mammut, Nashorn usw.; alle Reste dieser Tiere, die ich selbst im Jüngeren Löss gefunden habe oder deren Vorkommen ich mit Sicherheit habe feststellen können, gehören diesem Horizonte und nicht dem reinen, ungeschichteten Löss an, welcher sich ohne scharfe Grenze aus der Rekurrenzzone entwickelt. Diese jüngsten, ungeschichteten Lagen haben sich eben überall bei uns als fossilfrei erwiesen, obgleich sie in Weganschnitten u. dgl. am häufigsten zur Beobachtung gelangen. Wenn wir nun annehmen, dass zur Zeit des Jüngeren Löss die Verbreitung der wichtigsten Tierformen im Osten und im Westen Mitteleuropas wesentlich gleich gewesen sei, dass mithin in beiden Gebieten Mammut und Pferd auf die Rekurrenzzeit beschränkt gewesen seien, so würde sich für Munzingen ein wenig jüngeres Alter ergeben als für die östlichen Stationen, und es würde ferner daraus folgen, dass nach dem Abzuge der übrigen grösseren Säuger das Renn allein noch kurze Zeit hier fortgelebt hätte. Denn dass gegen Ende der Lösszeit mit der immer stärkeren Akzentuierung des steppenartigen Klimas sowohl die Schneckenfauna als auch die grösseren Säuger aus unsern Gegenden ausgewandert sind, kann nach dem geologischen Befunde keinem Zweifel unterliegen. Es ist auch ganz begreiflich, dass gerade das Renn unter den ungünstiger werdenden Verhältnissen noch länger fortgelebt hat als die übrigen Säuger; denn es ist bekanntlich das bedürfnisloseste der grösseren Diluvialtiere. Auch heute noch erstreckt sich sein Verbreitungsgebiet, wie Nehring[1] betont, von den hochnordischen Tundren bis in die Steppen des 52. Grades nach Süden, und es nährt sich selbst dort, wo eine reichlichere Vegetation vorhanden ist, von den dürftigsten Gewächsen. So dürfen wir denn annehmen, dass das Renn nach dem Abzuge der übrigen Säuger noch einige Zeit hier ausgehalten hat, und dass die wahrscheinlich spärlichen Ueberreste in den Abfällen des paläolithischen Jägers gewissermassen konzentriert vorliegen.

---

[1] Die alpinen Eiszeitbildungen und der prähistorische Mensch (Archiv für Anthrop., N. F. **1**, 78, 1903).

Für die Verwertung der Diluvialtiere zur Gliederung der paläolithischen Kulturreste wird aber dieses Ergebnis bedeutungsvoll. Wir erfahren aus dem Munzinger Funde, dass es durchaus unzulässig ist, von einer „Renntierzeit“ als von einer bestimmten urgeschichtlichen Periode schlechthin zu reden. Es haben zwar schon früher besonnene Forscher[2] davor gewarnt, die Bezeichnungen „Mammutzeit“ und „Renntierzeit“ als fest umschriebene chronologische Perioden zu verwenden, da das Renn im ganzen jüngeren Diluvium zusammen mit Mammut, Pferd usw. gelebt hat; allgemein wird aber doch heute angenommen, dass, wo das Renn allein mit den Spuren des paläolithischen Menschen auftritt, postglaziale Kulturschichten vorliegen, die archäologisch dem Magdalénien angehören.

---

[1] Steppen und Tundren 1890, S. 108.

[2] Fraas, Die Irpfenhöhle im Brenztale (Ztschr. der deutsch. geol. Ges. **45**, 13, 1893). — Schumacher, Ueber das erste Auftreten des Menschen im Elsass (Mitt. der Philomath. Ges. in Elsass-Lothringen 5, 3, 105, 1898).

Diese Auffassung muss nach dem Munzinger Funde endgültig aufgegeben werden. Vielmehr haben wir uns den Wechsel der Faunen zur jüngeren Diluvialzeit etwa folgendermassen vorzustellen. Zeitweise, wie zur Rekurrenzzeit des Jüngeren Löss, haben die grösseren Diluvialtiere nebeneinander am gleichen Orte gelebt, die anspruchsvolleren Grasfresser sowohl wie das Renn. Mit dem Trokenerwerden des Klimas und dem Schwinden der Vegetation sind die ersteren der sich verschiebenden Vegetation gefolgt, das Renn allein ist zunächst noch geblieben, schliesslich aber ebenfalls abgezogen, und der Mensch hat sich den Tieren angeschlossen. Mit Beginn der letzten (Würm-)Eiszeit, als die Vegetation wieder reichlicher wurde, sind die Tiere wiedergekehrt, vielleicht das Renn zuerst, die andern später. Aehnliche Verschiebungen haben auch wohl aus Anlass der geringeren klimatischen Schwankungen der Postglazialzeit stattgefunden, so dass zu wiederholten Malen am gleichen Orte eine reiche Diluvialfauna mit Mammut, Pferd, Nashorn, Renn usw. und eine verarmte, wesentlich nur das Renn umfassende, bestanden haben kann. So sehen wir denn auch in den postglazialen Stationen bald die reichere, bald die verarmte Fauna erscheinen, ohne dass es deshalb gestattet wäre, aus der Fauna allein einen Rückschluss auf das relative Alter der Stationen zu ziehen. Dieses lässt sich vielmehr bis in die jüngste Postglazialzeit hinein, wo das Renn allein geblieben und dann verschwunden und nur noch Hirsch und Reh übrig geblieben sind, nicht nach der Fauna, sondern nur nach geologischen oder archäologischen Momenten bestimmen, und wo die Fauna mit solchen Daten in Widerspruch steht, muss sie an Bedeutung zurücktreten[1]. Wir dürfen dabei auch nicht vergessen, dass neben den Klimaschwankungen ein anderer Faktor auf die Verbreitung der Diluvialtiere mit einwirkt, nämlich der Mensch selbst. Er hat überall die Jagdtiere dezimiert, und dieser Vorgang hat sich örtlich in sehr wechselnder Weise vollzogen. Daher kann zu gleicher Zeit in einer Gegend die Diluvialfauna noch sehr reich, in einer andern aber schon recht arm gewesen sein, ohne dass allgemeine klimatische Ursachen für diese Verschiedenheit verantwortlich zu machen sind. Es kann aber auch in einer Gegend die reichere

---

[1] Deshalb scheint es mir zum mindesten gewagt zu sein, trotz der entgegenstehenden archäologischen Tatsachen, Kesslerloch als jünger zu betrachten als Schweizerbild, wo doch die geologische Stellung beider nur so weit geologisch sicher fixiert ist, als sie sicher postglazial und nicht wohl jünger als das Bühlstadium sind.

Fauna wieder erschienen sein, nachdem sie kurz vorher vom Menschen fast ganz daraus verdrängt worden war.

Reine „Renntierstationen“ können also sehr verschiedenen Zeiten angehören und auf Grund des Munzinger Fundes lassen sich schon jetzt mit Sicherheit zwei verschiedene „Renntierzeiten“ in Südwestdeutschland unterscheiden, eine ältere, die der jüngeren Phase der Riss-Würm-Interglazialzeit angehört, und eine jüngere, postglaziale, die durch das Schweizerbild und Schussenried repräsentiert ist. Beide Renntierzeiten folgen einer Periode mit reicherer Tierwelt, in der das Renn gegenüber dem Mammut, Pferd usw. zurücktrat. Ob noch weitere „Renntierzeiten“ unterschieden werden können, muss die Zukunft lehren. Es bedarf hiernach aber keiner weiteren Begründung, dass die Bezeichnungen „Eburnéen“, „Equidien“, „Tarandien“, „Cervidien“ womöglich ganz zu vermeiden sind, da sie nur zu unzutreffenden Parallelen verleiten können.

3. Die Munzinger Funde.

Wenn die Munzinger Funde hier noch einmal ausführlich besprochen und dargestellt werden, so dürfte damit nichts Ueberflüssiges geschehen, wie der Leser sich überzeugen wird. Denn je zahlreicher die urgeschichtlichen Funde werden, um so eher ist die Möglichkeit vorhanden, die bisher unterschiedenen Kulturstufen durch Zwischenstufen zu verbinden und als Glieder einer fortlaufenden ununterbrochenen Entwicklung zu erweisen. Dazu bedarf es aber einerseits einer möglichst sicheren Feststellung des relativen Alters der Funde auf geologisch-stratigraphischer Grundlage, anderseits einer eingehenden und sorgfältigen Beschreibung der Fundgegenstände aus allen Kulturschichten. Dass gerade die Munzinger Funde bisher nur unvollständig ausgewertet werden konnten und zu unzutreffenden Parallelisierungen veranlassten, liegt eben mit in dem Mangel einer erschöpfenden Bearbeitung begründet. Die Fundstücke waren bisher auch nicht einmal genügend herausgearbeitet. Schon ECKER hat hervorgehoben, dass zahlreiche Stücke von Lösskonkretionen inkrustiert sind, so dass sie nur teilweise gut sichtbar sind. Und doch lässt sich diesem Uebelstande leicht abhelfen. Die Feuersteinwerkzeuge lassen sich ohne irgend welches Risiko mit Hilfe verdünnter Salzsäure leicht von dem inkrustierenden Kalk befreien (diese Methode hat schon NÜESCH an den Feuersteingeräten des Schweizerbildes mit Erfolg angewendet), aber auch die Knochenreste habe ich auf diese Weise gut freilegen können, freilich nur unter Beobachtung der nötigen Vorsicht, da die Knochen- und Geweihstücke von der Salzsäure stets etwas angegriffen werden. Ihre Oberfläche wird etwas abgeätzt, man hat aber dafür den Vorteil, die Form der Stücke auch wirklich sicher ermitteln zu können.

a) Herdsteine und ähnliche Steinmaterialien.

Von sog. Herdsteinen liegen mir einige 30 Stücke vor, deren Flächenausdehnung zwischen der Grösse einer ausgebreiteten Hand und kleiner Brocken schwankt. Sie besitzen plattenförmige Gestalt und zeigen einen Ueberzug von verhärtetem, d. h. verkalktem Löss, teils gerötetem, teils geschwärztem. Knochenreste, Kohlenstückchen und Feuersteinsplitter kleben mehrfach daran. Im gereinigten Zustande erscheint die Oberfläche der Kalkplatten meist rötlichbraun. Diese Färbung hatte Ecker allgemein dahin gedeutet, dass die im natürlichen Zustande gelblich gefärbten Kalksteine des Hauptrogensteins, der in unmittelbarer Nähe der Station ansteht, durch Glühen im Feuer verändert seien. Das trifft aber nur für ganz wenige Stücke zu, die in der Tat Hauptrogenstein sind und gewöhnlich nur auf einer Seite eine schwache Rotfärbung erkennen lassen, während im Innern die ursprüngliche Farbe erhalten geblieben ist. Die Mehrzahl der „Herdsteine“ ist vielmehr durch und durch rot, zumeist sogar tief blutrot gefärbt, und in diesem Falle ist die Färbung nicht nachträglich durch Feuer hervorgerufen, sondern ursprünglich. Denn eine genaue Betrachtung der Stücke ergibt, dass sie gar nicht aus dem Hauptrogenstein stammen, sondern aus den Murchisonaeschichten des Unteren Doggers, welche in etwa 1 km Entfernung von der Kulturstelle an der Südseite des Tuniberges anstehen. Diese Schichten sind bekanntlich im badischen Oberlande durchgängig mit Eisenoxydverbindungen derart angereichert, dass das ganze Gestein und sein Verwitterungsboden eine blutrote Farbe erhalten. Zudem sitzt in einem der Stücke sogar das Leitfossil dieser Schichten, Pecten personatus. Es ist mir hiernach nun aber gar nicht wahrscheinlich, dass die rot gefärbten Kalksteine als „Herdsteine“ benützt worden sind. Sie sind zum Teil viel zu klein für einen solchen Zweck und schwerlich hätten die Renntierjäger gerade dieses Gestein aus einiger Entfernung hergeholt, wo ihnen der Hauptrogenstein viel bequemer in allernächster Nähe zur Verfügung stand. Viel wahrscheinlicher ist es, dass diese ockerreichen Kalksteine ihres Ockergehaltes wegen aufgesucht wurden. Denn Ocker treffen wir in sehr vielen

Kulturschichten der paläolithischen Zeit, und unter den Munzinger Funden befindet sich auch eine von zwei entgegengesetzten Stellen angebohrte Bohnerzkugel[1]. Man nimmt gewöhnlich an, dass Ocker und Manganschwarz zum Bemalen und Tätowieren benützt worden seien; das ist möglich, wir besitzen aber keine sicheren Beweise dafür, dass die Paläolithiker der Lösszeit sich tätowierten. Daneben scheint mir eine andere, technische Verwendung des Ockers nicht unwahrscheinlich zu sein. Bei den Tehuelchen beobachtete ich folgenden Gebrauch des Ockers. Sie gerben, wenn dieser Ausdruck gestattet ist, ihre Guanacofelle dadurch, dass sie Ocker (oder alaunhaltigen weissen Ton) mit Straussenfett gemischt auf die vorher abgeschabte Innenseite der Felle einreiben. Das geschieht zum Teil jedenfalls um die Haut geschmeidig zu machen, zum Teil um sie zu gerben, da wohl immer etwas Alaun in diesen Verwitterungsprodukten enthalten ist, und allein schon das Einreiben der feinen Erden in die Poren der Haut eine Gerbwirkung hervorbringt. Zu diesem Zwecke hat vielleicht auch der Paläolithiker den Ocker und das Manganschwarz verwendet.

Dass nun die Steinplatten auch als Herdsteine Verwendung gefunden haben, wie ECKER annimmt, möchte ich keineswegs bestreiten. Sie können aber auch zugleich vielleicht als feste Unterlage bei verschiedenen Manipulationen, wie beim Zerschlagen der Knochen, Herrichten von Fellen und Erstellung von Werkzeugen, gedient haben.

Bleibt man sich der mannigfachen Verwendung bewusst, die solche formlose Gesteinsplatten und -brocken gefunden haben können, so lässt sich gegen die Bezeichnung als „Herdsteine“ nichts einwenden, denn sie finden sich eben an den Herdstellen zusammen mit Kohlen, angebraunten Knochen u. dgl.

Schlagsteine sind bei Munzingen nur spärlich vertreten; es liegen nur zwei Bruchstücke von gut gerundeten Geröllen vor, die wohl als solche Verwertung gefunden haben dürften. Das eine, grössere, ist ein sandiger Kalkstein des Mittleren Doggers von gelbbrauner Farbe; das andere ist ein aplitischer Granit. Beide stammen aus den Diluvialschottern der Umgegend.

b) Steinwerkzeuge.

Schon ECKER hat nach den Bestimmungen FISCHERS mitgeteilt, dass das Material, aus dem die Mehrzahl der Steinwerkzeuge hergestellt ist, den Jaspisknollen entstammt, die als mattweisse bis graue Konkretion im Oberen Rauracien (Oxfordkalk) des etwa 40 km südwärts gelegenen Isteiner Klotzes auf primärer Lagerstätte vorkommen. Als Verwitterungsrückstand finden sie sich in den Bohnerzen des badischen Oberlandes (Auggen, Schliengen, Liel, Kandern), die von Munzingen nahezu gleichweit entfernt liegen; in diesen Vorkommnissen haben sie durch Infiltration von Eisenverbindungen eine gelbliche bis tiefrote Färbung erhalten. Beide Materialien sind unter den Werkzeugen und Abfällen vertreten, doch herrscht das primäre, weissliche Gestein bei weitem vor. Neben diesen Jaspissen des Malm erscheint recht häufig, aber doch an Menge zurücktretend, der Chalcedon des Oberen Muschelkalks, ein im ganzen badischen Oberlande, auch in nächster Nähe von Freiburg verbreitetes Mineral. Graue oder grauweissliche Farbe ist den wenig durchscheinenden Abarten eigen; graublaue und graugrünliche Färbung ist für die mehr durchscheinenden, typisch chalcedonartigen Varietäten bezeichnend. Andere Vorkommnisse des badischen Oberlandes sind nur spärlich vertreten, so ein schwarzer Kieselschiefer, der mit den Kieselschiefergeröllen im Buntsandsteinkonglomerate übereinstimmt. Ferner liegt ein „nucleus" aus einem hellroten quarzitischen Sandstein vor, der aus dem alpinen Buntsandstein stammen und aus dem Rheinschotter aufgelesen sein dürfte. Einige Stücke von grünlichem Chalcedon scheinen ebenfalls dem Rheinschotter zu entstammen, doch vermag ich die primäre Lagerstätte nicht anzugeben.

---

[1] Von ECKER abgebildet und beschrieben.

Alles in allem genommen lässt sich über die Herkunft des verarbeiteten Steinmaterials aussagen, dass kein Stück auf dem Wege des Austausches erworben oder aus grösserer Entfernung durch den Menschen herbeigebracht ist. Die ganze Steinindustrie baut sich auf örtlichem Material auf, was ja so ziemlich für alle gleichaltrigen Stationen, auch noch für die jüngeren Funde der Madelaineperiode in unserer Gegend gilt.

Die Zahl der bei Munzingen gefundenen Steinwerkzeuge und ihrer Abfälle reicht nicht entfernt an den Reichtum mancher anderer Lössstationen, wie Krems, Predmost usw., heran. Es hat vielmehr den Anschein, als ob nur eine Horde von wenigen Köpfen eine Reihe von Jahren, auch in dieser Zeit vielleicht nur vorübergehend, am Tuniberge geweilt habe. Dafür spricht ausser der geringen Mächtigkeit der einzelnen Kulturlagen die geringe Zahl der gefundenen Tierknochen, Werkzeuge und Abfälle. Insgesamt dürften bei Munzingen etwa 300 Feuersteine durch wissenschaftlich geführte Ausgrabungen zu Tage gefördert sein; etwa 250 liegen mir vor. Wenn man dieses Material zu sondern versucht in Werkzeuge und Abfälle, so lässt sich fast die Hälfte bestimmt als Werkzeuge ansprechen, etwa ein Drittel ist reiner Abfall und bei dem übrigen Sechstel bleibt man im Zweifel, ob das eine oder andere vorliegt. Wurde ein abgeschlagener, aber nicht retouchierter Splitter nur ein einziges oder einige Male benützt und dann als unbrauchbar fortgeworfen, so sind die Abnützungsspuren so gering, dass sie eine sichere Entscheidung nicht gestatten. Bei einer sorgfältigen Durchmusterung sämtlicher Stücke habe ich aber den bestimmten Eindruck erhalten, als hätte der Munzinger Jäger jeden Splitter und jedes Kernstück, die nicht von vornherein unbedingt unbrauchbar waren, auszunützen versucht. Die gefundenen Werkzeuge sind nicht nur gebraucht, sondern zumeist vollständig abgenützt, vielfach auch zerbrochen. Die Spitzen sind durchgängig abgebrochen, die scharfen Kanten ausgebrochen. Diese Spuren der Abnützung habe ich an den folgenden Figuren durch Wiedergabe der Spitzenansicht, durch punktierte Linien oder beigesetzte Klammern und Buchstaben (*x*) überall angegeben, damit der Leser sich davon überzeugen kann, dass eigentlich nur unbrauchbar gewordenes Material vorliegt.

Der vorhandene Abfall beweist, dass zum mindesten ein Teil der Werkzeuge an Ort und Stelle hergestellt ist. Denkt man sich Werkzeuge und Abfälle zu Knollen von der gewöhnlichen Grösse der Jaspisse und Chalcedone zusammengefügt, so ergibt sich nur eine geringe Zahl, etwa 20 Stück, von Rohmaterialknollen. Doch ist zu berücksichtigen, dass nicht nur ganze Knollen, wie man sie im Anstehenden findet, sondern wahrscheinlich auch schon Bruchstücke davon aufgesammelt worden sind.

c) Form und Bearbeitung der Steinwerkzeuge.

Unter den zahlreichen Schabern, Spitzen, Klingen usw. finden sich nur etwa 12, welche eine vollkommene Retouche erfahren haben, die übrigen sind nur durch Schlag erzeugt und später abgenutzt. Diese will ich zuerst beschreiben.

1. Einfache, geschlagene Moustierspitzen (Fig. 1—4) sind nicht selten und besitzen zum Teil die gewöhnliche dreiseitige Form, wie sie sich von der Moustierperiode bis in die Madelaineperiode hinein findet. Sie zeigen alle an den konvergierenden Kanten Abnützungsspuren, an Fig. 2 und 4 ist auch die Spitze abgebrochen.

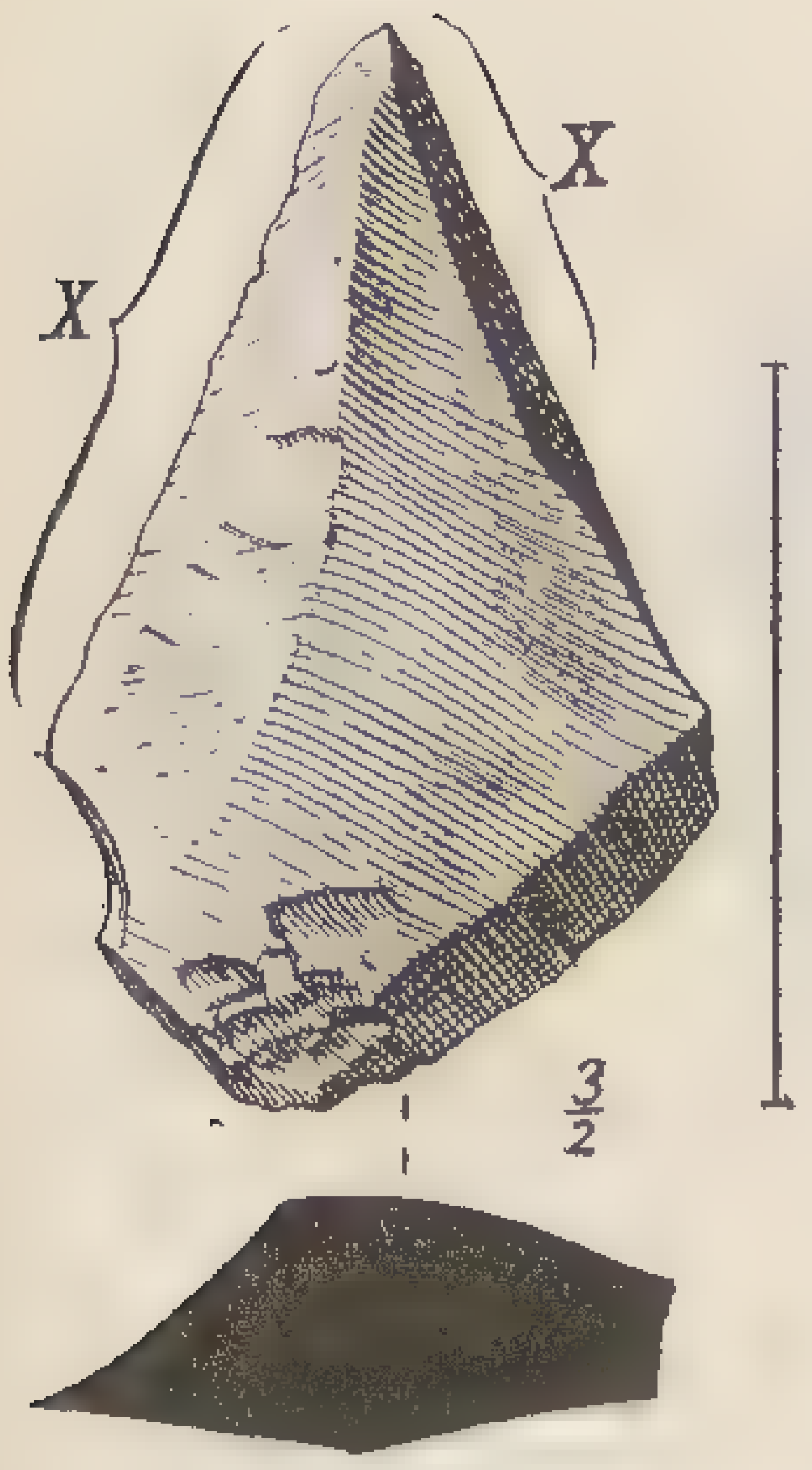


Fig. 1.

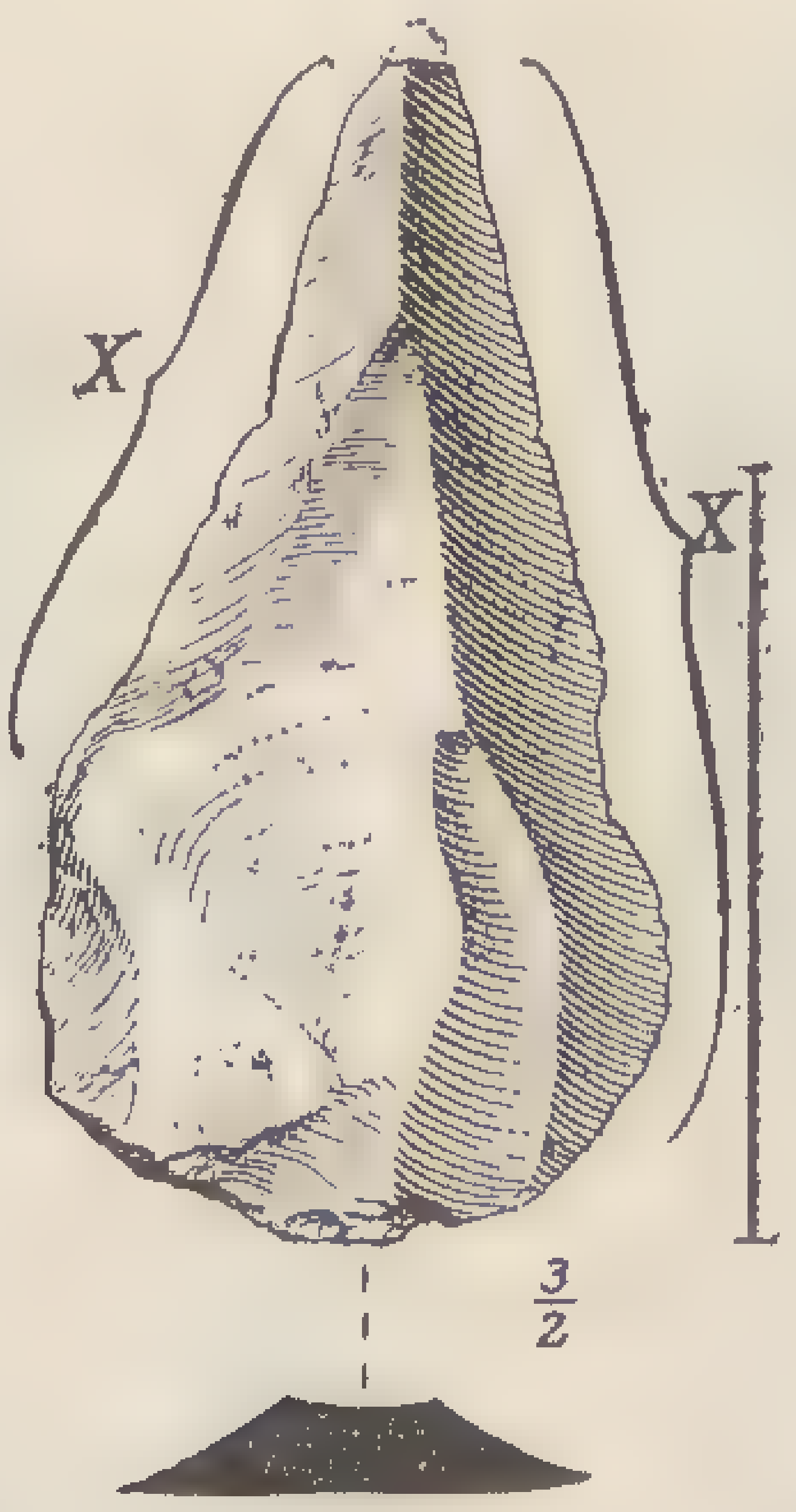


Fig. 2.

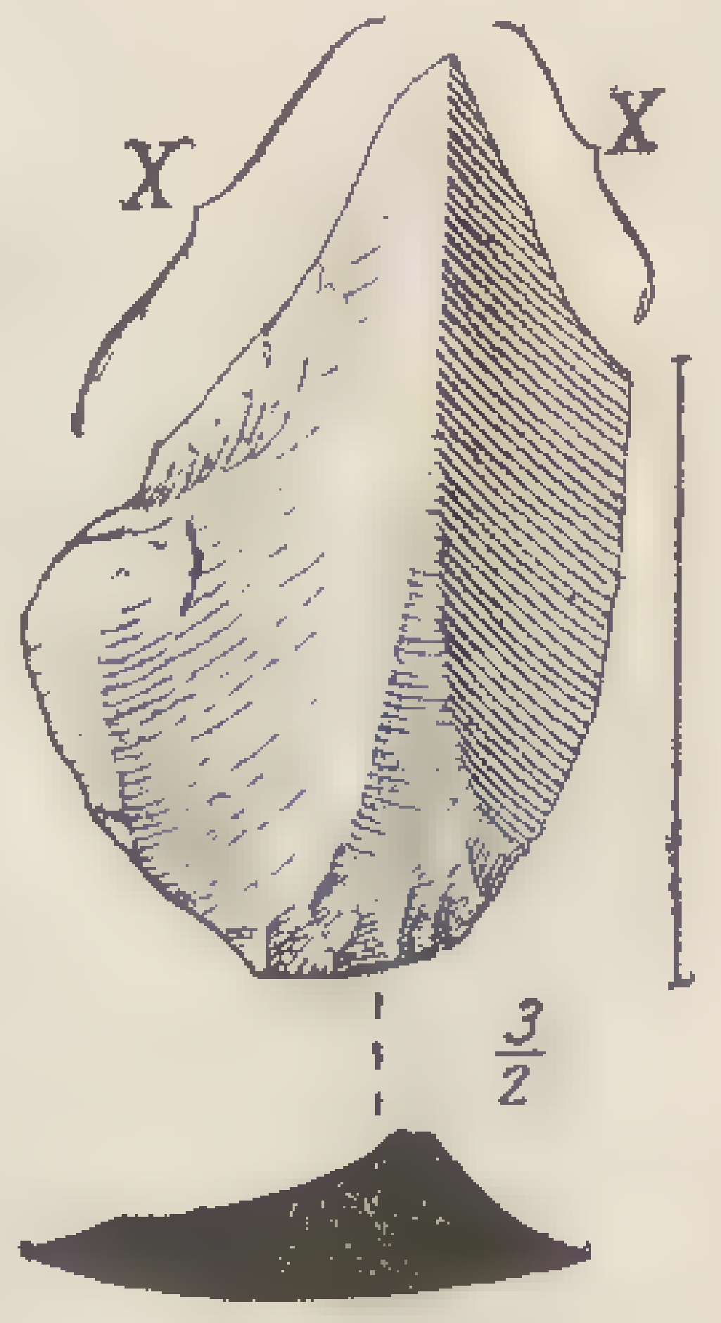


Fig. 3.

Fig. 1. Durch Schlag hergestellte Moustierspitze aus grauem Rauracienjaspis. Seitenkanten und Spitze abgenutzt und ausgebrochen (*x*). $^3/_2$.

Fig. 2. Durch Schlag hergestellte Moustierspitze aus gelbem Rauracienjaspis. An der linken Seite ist die graue Rinde der Knolle erhalten. Unten deutliche Schlagmarke; auf der Rückseite die „bulbe de percussion“ gut ausgeprägt. Spitze abgebrochen, Seitenkanten abgenutzt (*x*). $^3/_2$.

Fig. 3. Wie Fig. 2; aus rotgelbem Rauracienjaspis. Seitenkanten schwach abgenutzt (*x*). $^3/_2$.

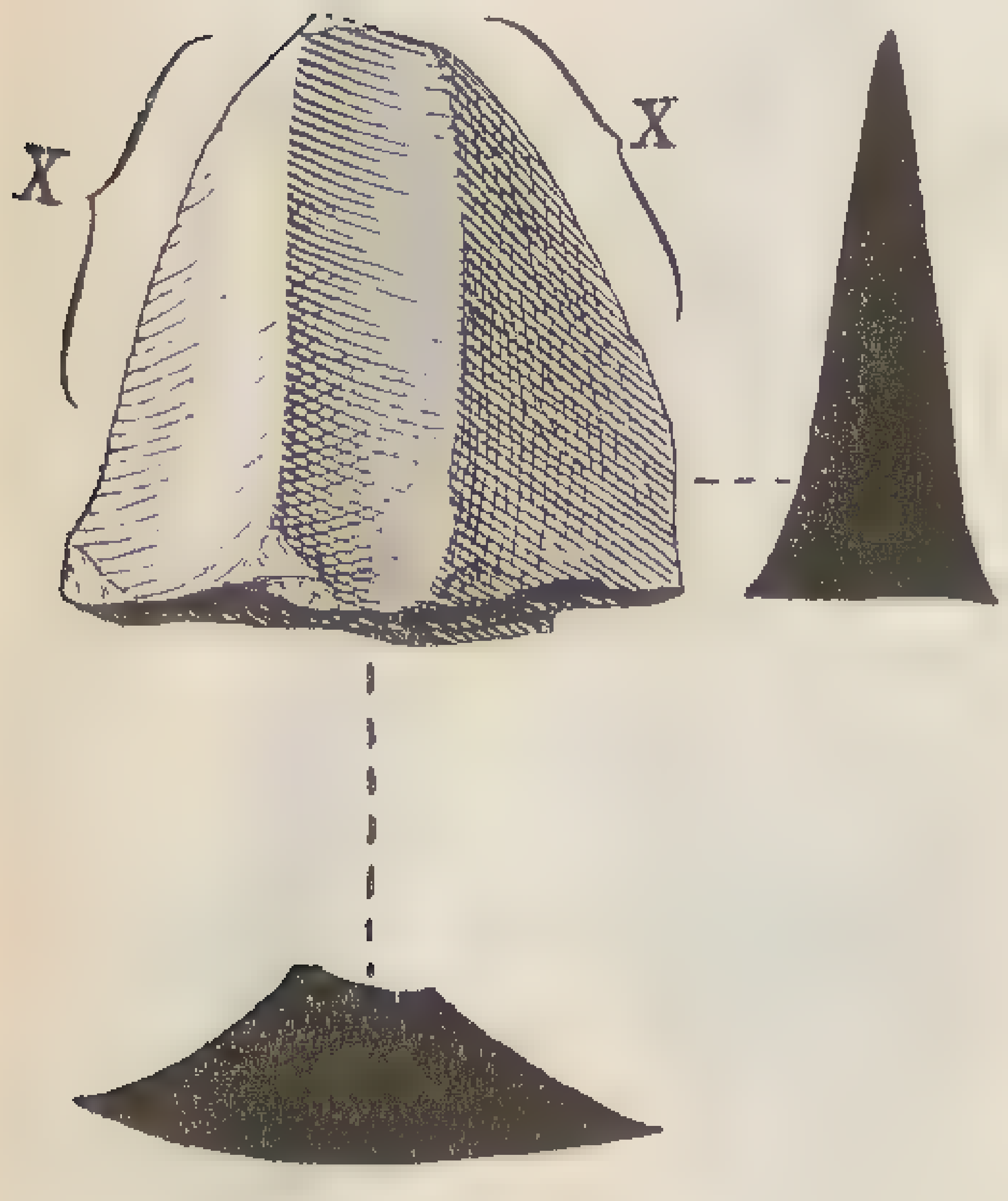


Fig. 4.

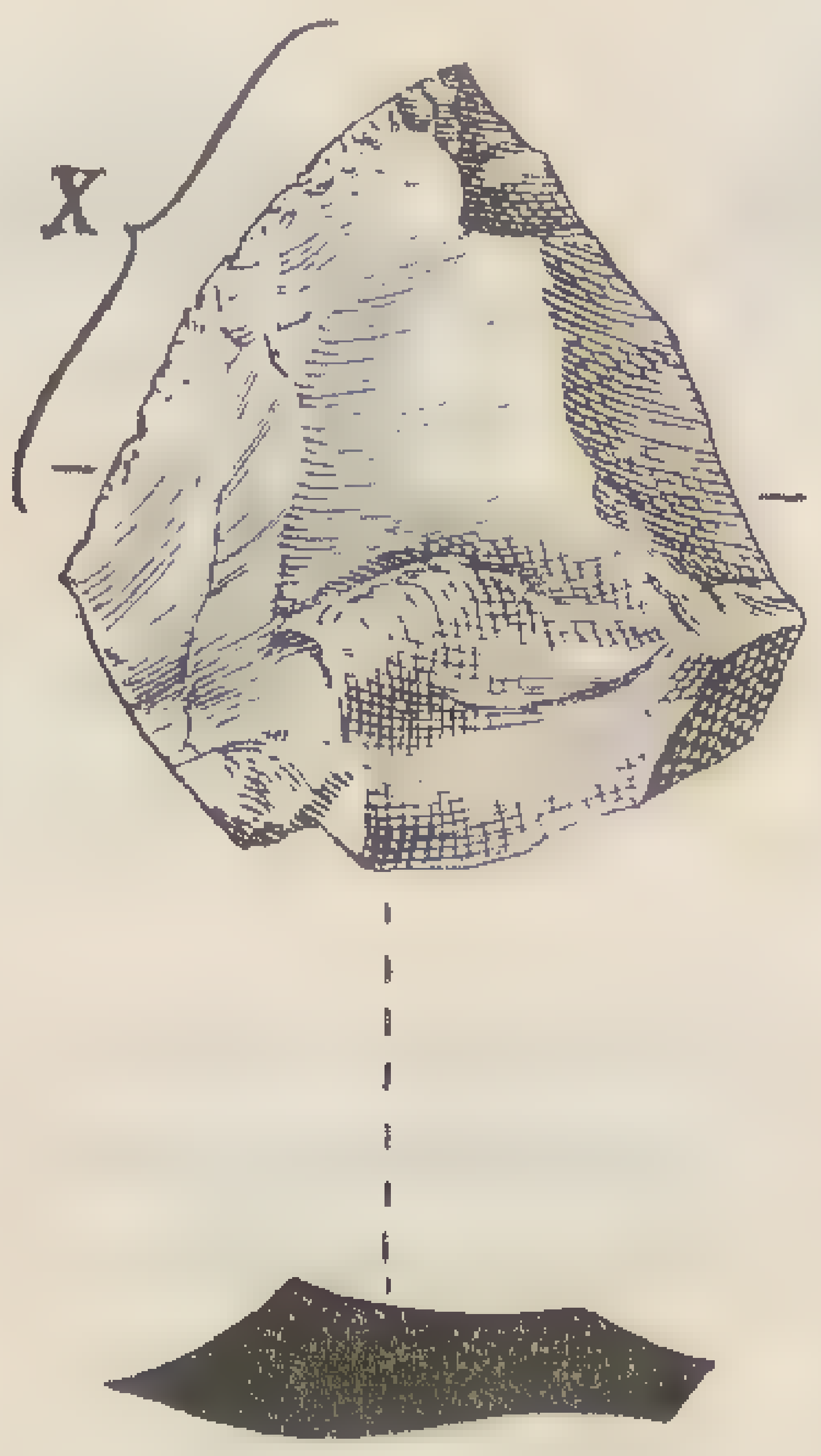


Fig. 5.

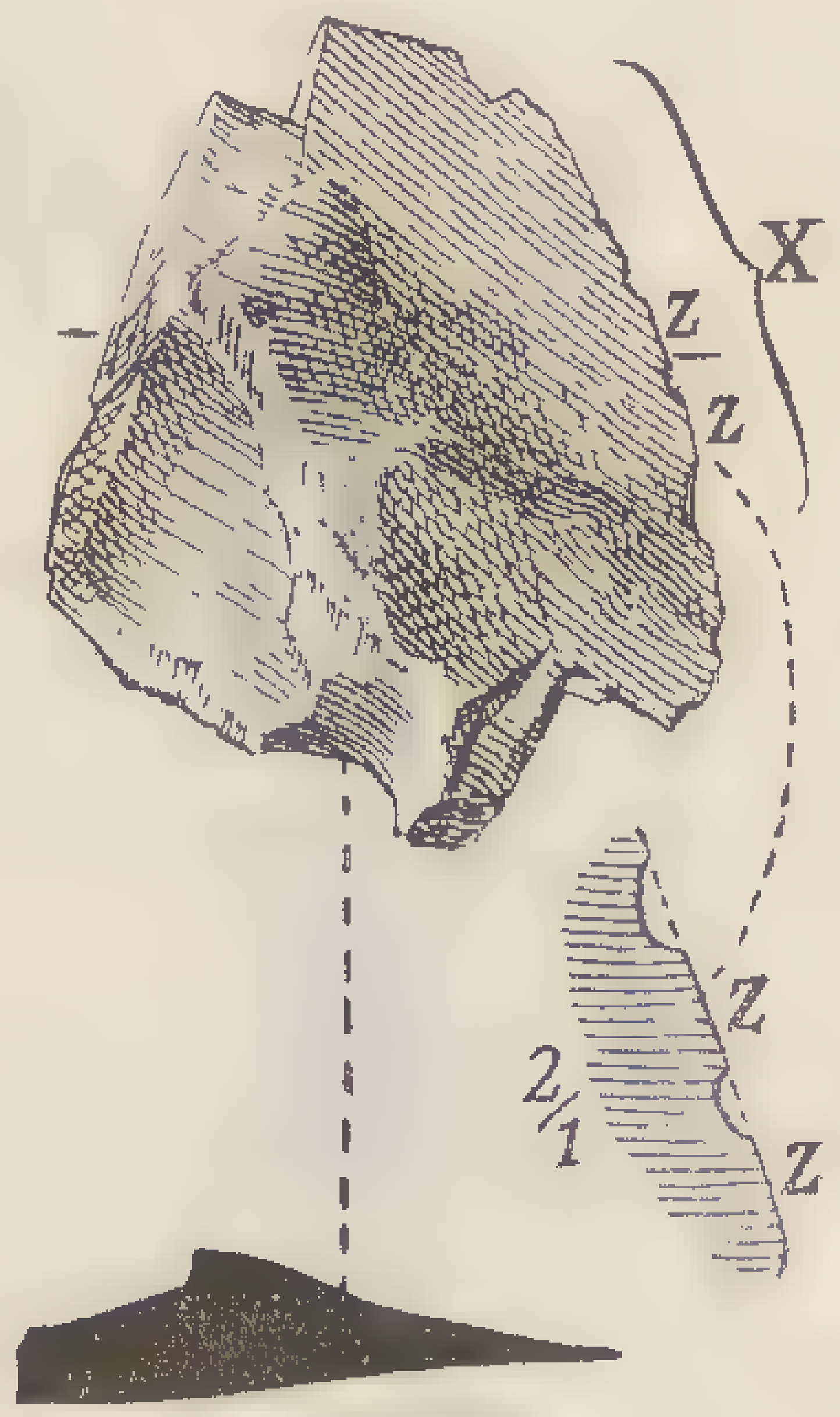


Fig. 6.

Fig. 4. Wie Fig. 2; aus grau und weiss geadertem Rauracienjaspis. Seitenkanten und Spitze abgenutzt. $^1/_1$.

Fig. 5. Schaber aus rauchgrauem, rotgeflecktem Muschelkalk-Hornstein. Linke Kante etwas retouchiert und abgenutzt; die übrigen Kanten ungebraucht. $^1/_1$.

Fig. 6. Schaber aus grauem, schwarzgeflecktem Muschelkalk-Hornstein. Rechte Kante unten (*z*, *z*) geglättet, später ausgebrochen. $^1/_1$.

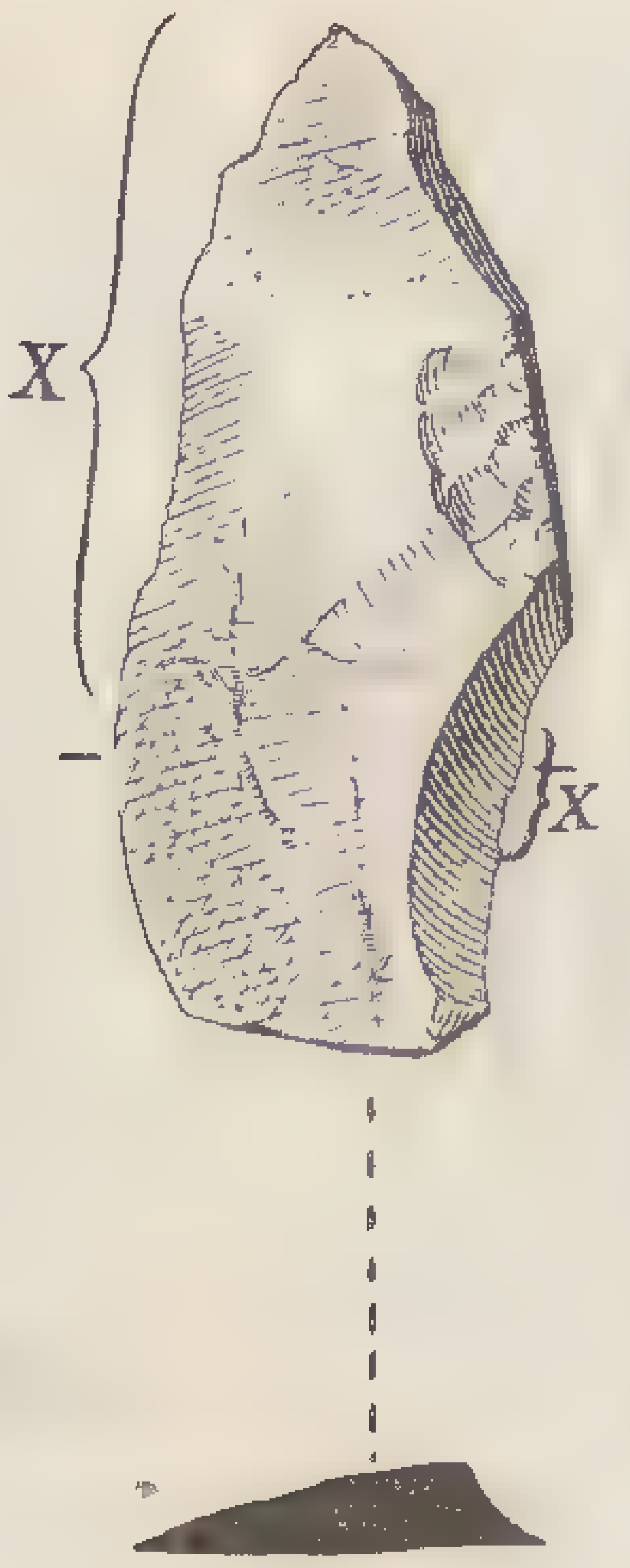


Fig. 7.

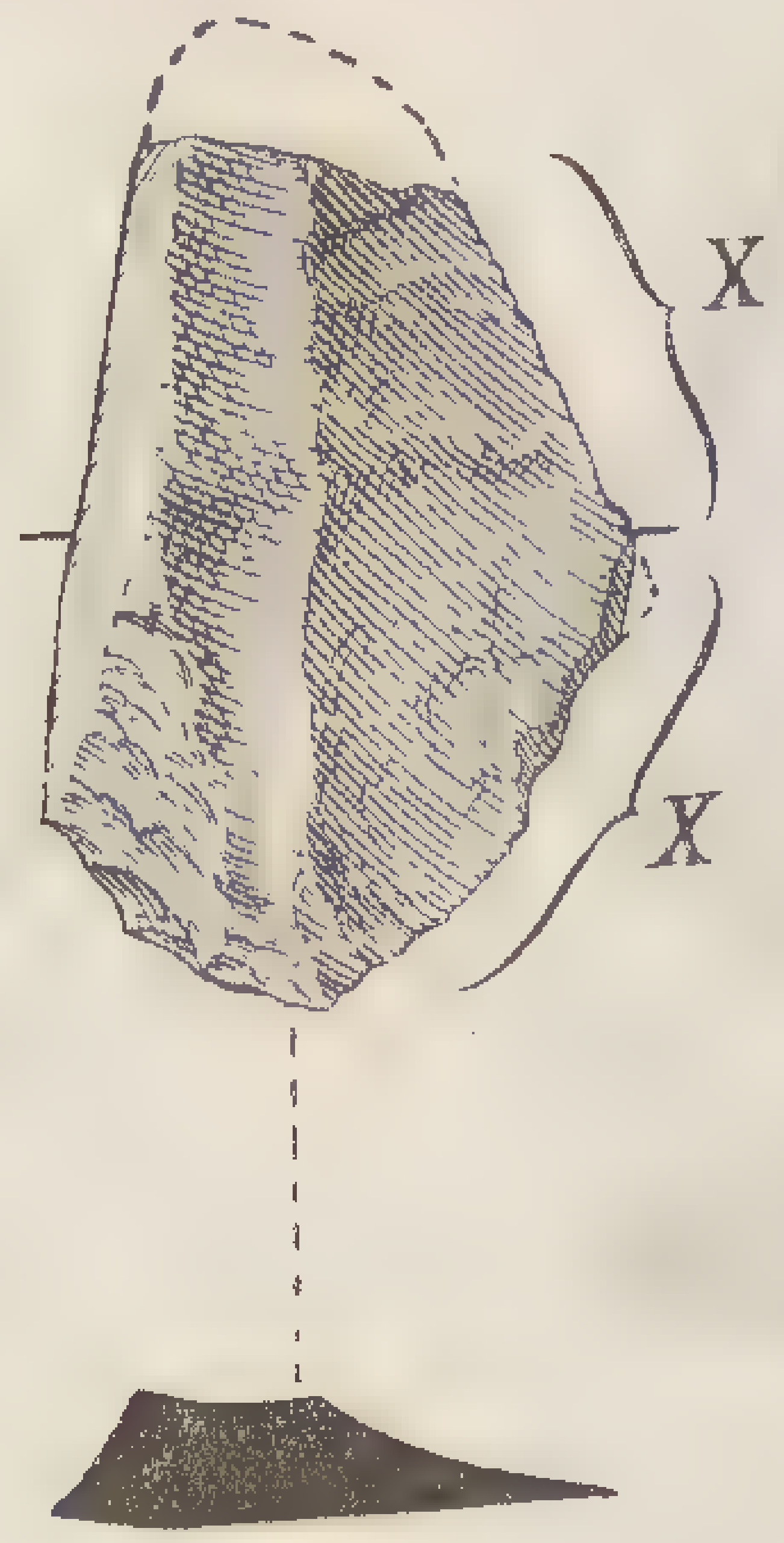


Fig. 8.

Fig. 7. Schaber aus grauweiss und gelb gebändertem Rauracienjaspis. Links unten die Rinde der Knolle sichtbar. Die scharfen Seitenkanten abgenutzt. $^1/_1$.

Fig. 8. Schaber aus weisslichgrauem Muschelkalk-Hornstein; oben abgebrochen, die rechten Seitenkanten abgenutzt. $^1/_1$.

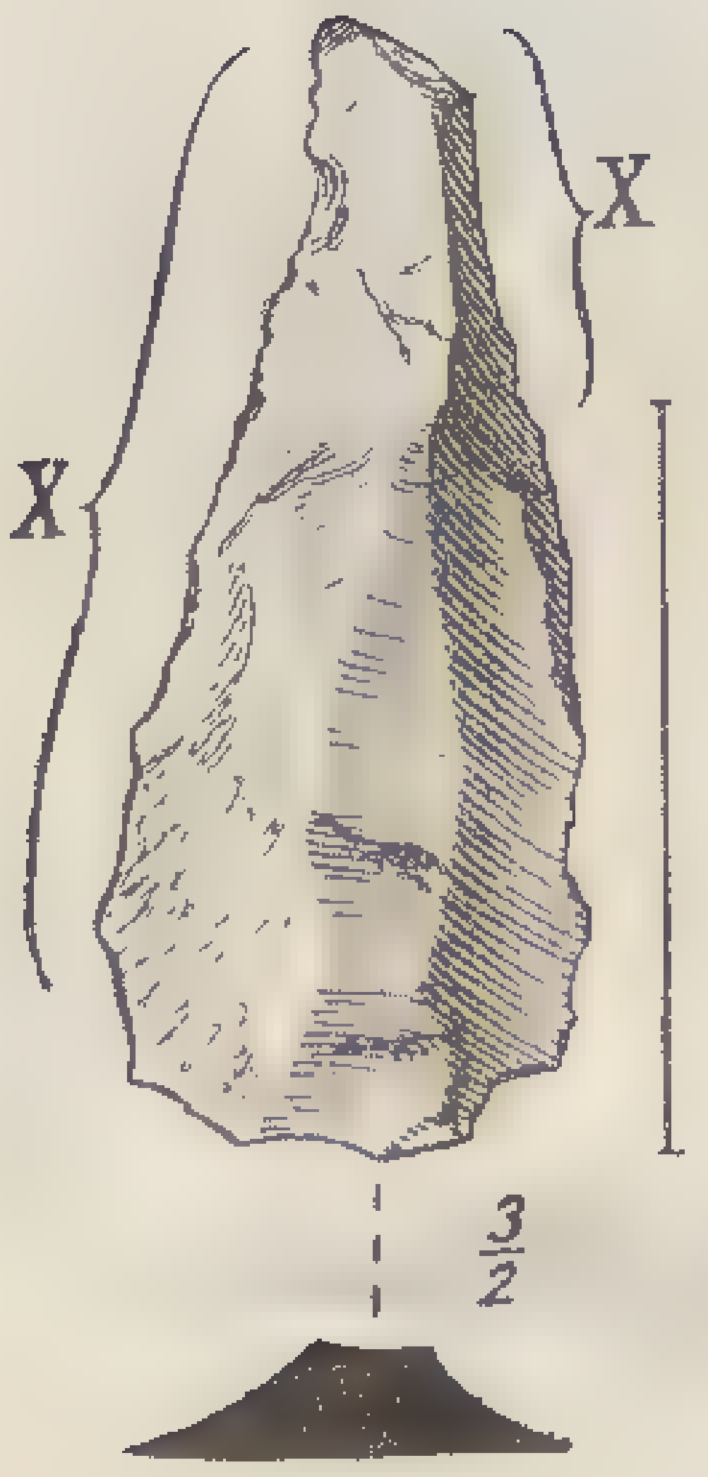


Fig. 9.

Fig. 9. Schaber aus gleichem Gestein, wie Fig. 8. Unten wahrscheinlich abgebrochen. Linke Seitenkante stark, rechte schwach abgenutzt. $^3/_2$.

Fig. 10. Spitzschaber aus gebändertem weissem Rauracienjaspis. Spitze abgebrochen; rechte Seitenkante stark abgenutzt, besonders bei x (= ECKER Fig. 6). $^1/_1$.

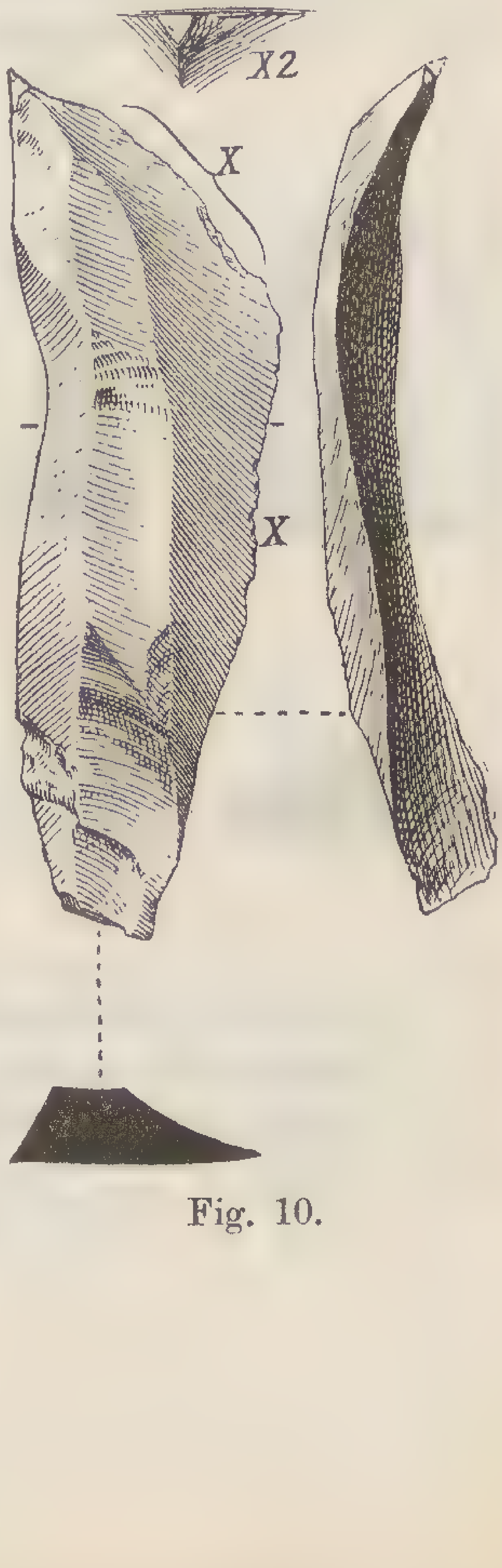


Fig. 10.

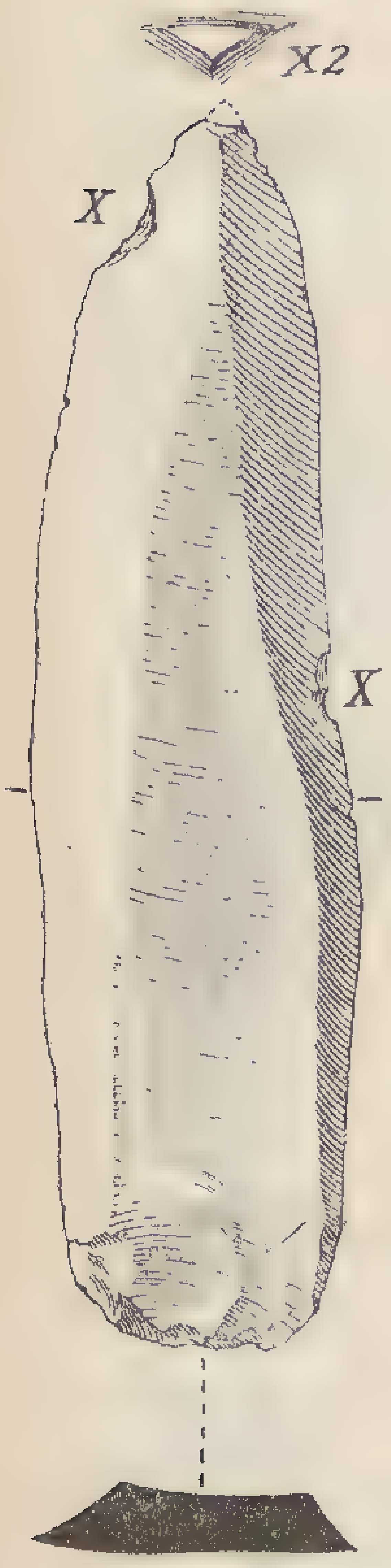


Fig. 11.

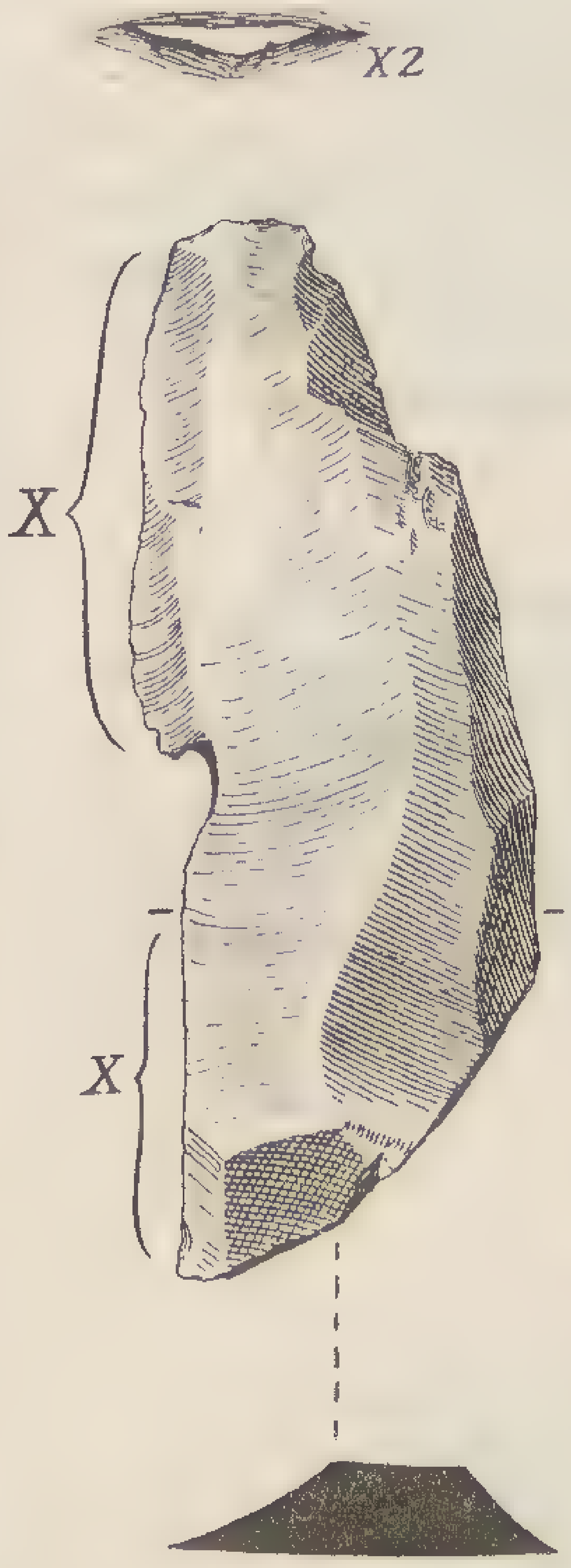


Fig. 12.

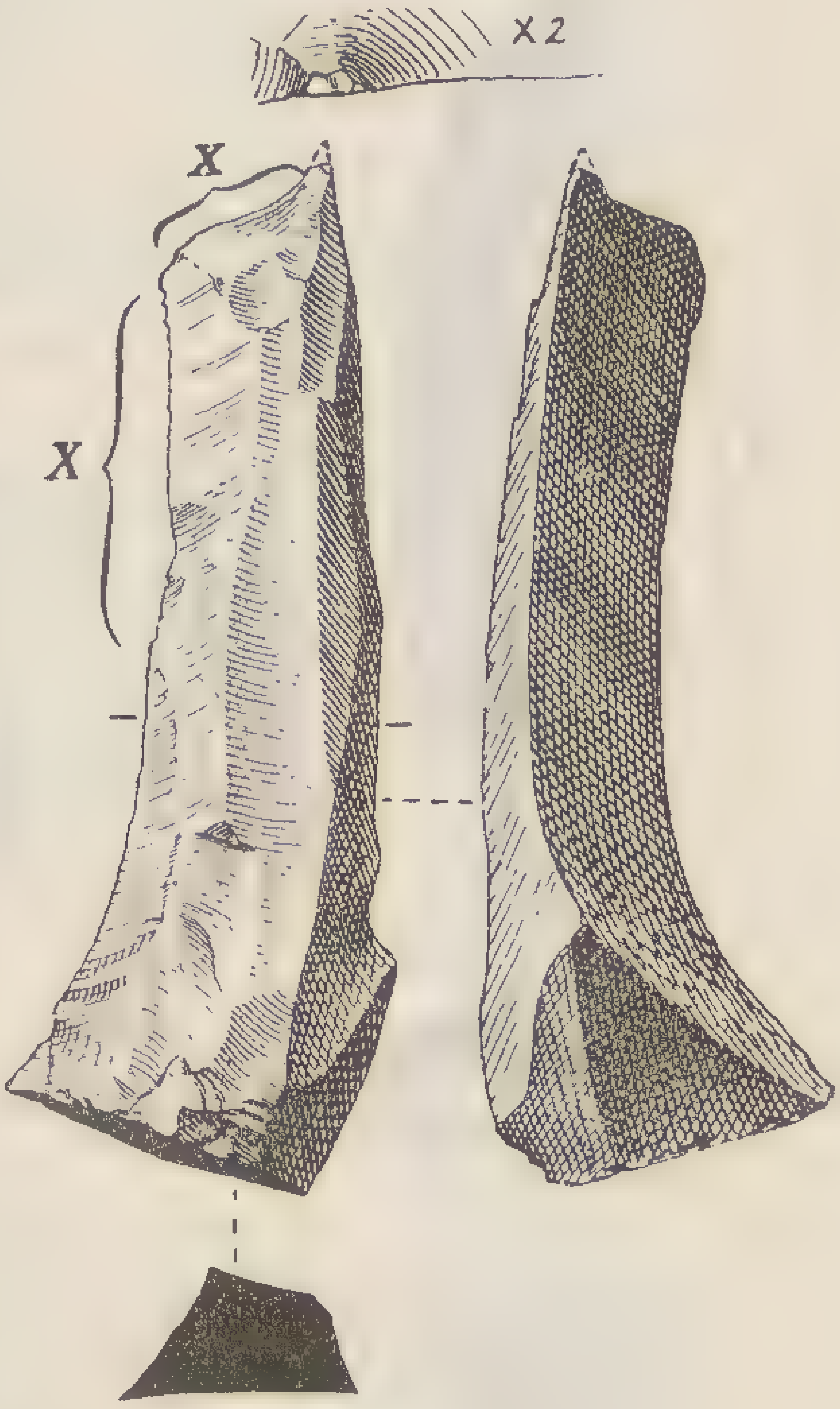


Fig. 13.

Fig. 11. Desgleichen aus homogenem weissem Rauracienjaspis. Grundkante etwas retouchiert; auf der Rückseite deutliche „bulbe de percussion". Spitze abgebrochen; Seitenkanten abgenutzt, bei *x* tief ausgebrochen (= Ecker Fig. 5). $^{1}/_{1}$.

Fig. 12. Desgleichen aus gebändertem weissem Rauracienjaspis. Spitze abgebrochen (oder Abschlagstelle). Die linke Seitenkante abgenutzt. $^{1}/_{1}$.

Fig. 13. Unförmlicher Spitzschaber aus weissem Rauracienjaspis. Spitze abgebrochen. Obere und linke Seitenkante abgenutzt. $^{1}/_{1}$.

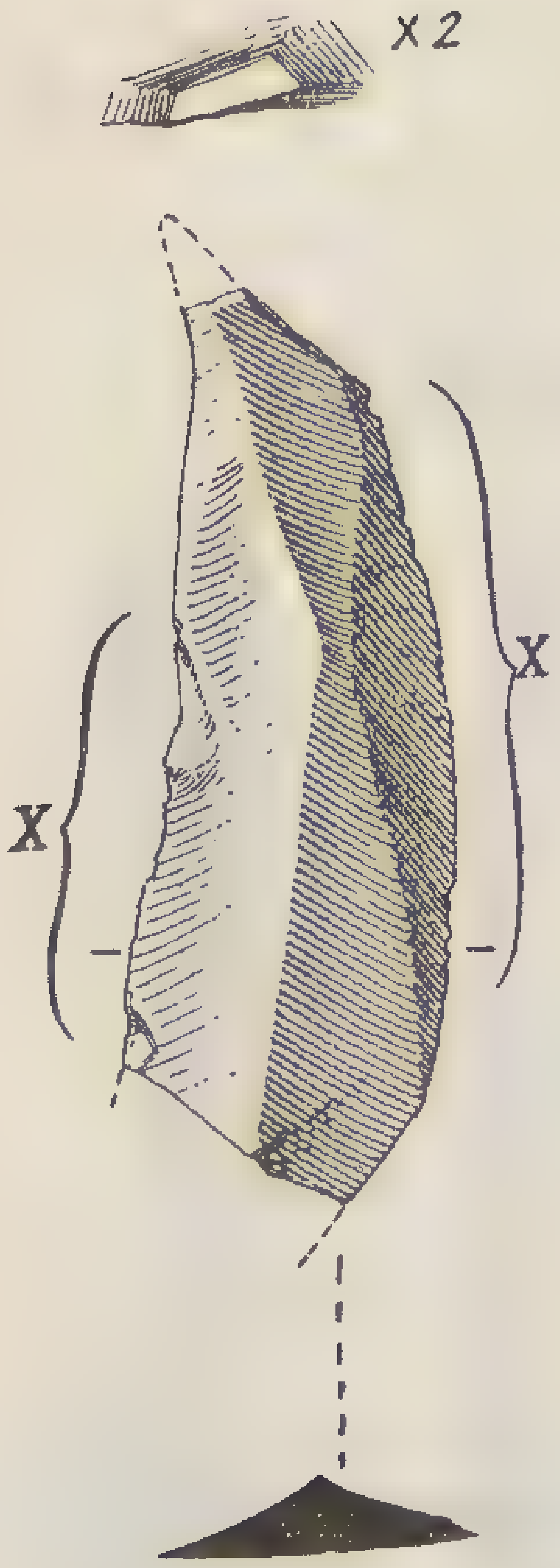


Fig. 14.

Fig. 14. Spitzschaber aus graugelblichem Rauracienjaspis. Links oben die braungelbe Rinde der Knolle. Beide Seitenkanten abgenutzt. Spitze abgebrochen. $^1/_1$.

Fig. 15. Schaber aus tiefrotem Rauracienjaspis. Oben Schlagstelle mit schwacher „bulbe de percussion“ auf der Rückseite. Seitenkanten abgenutzt. $^1/_1$.

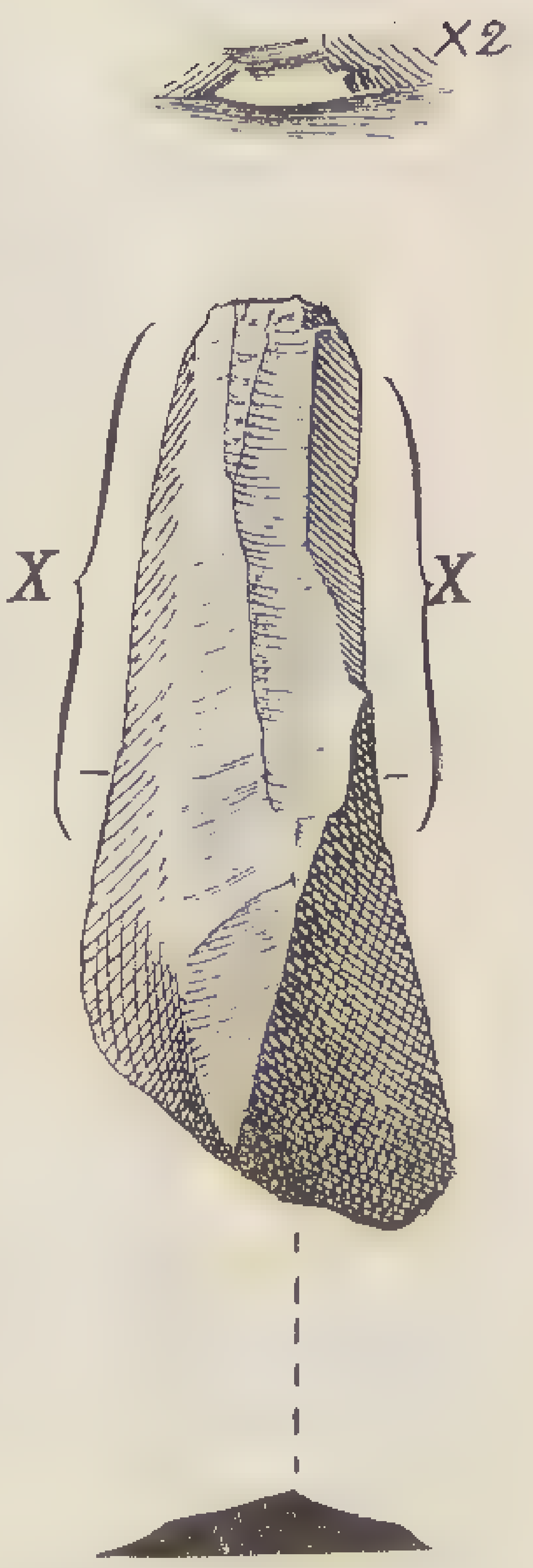


Fig. 15.

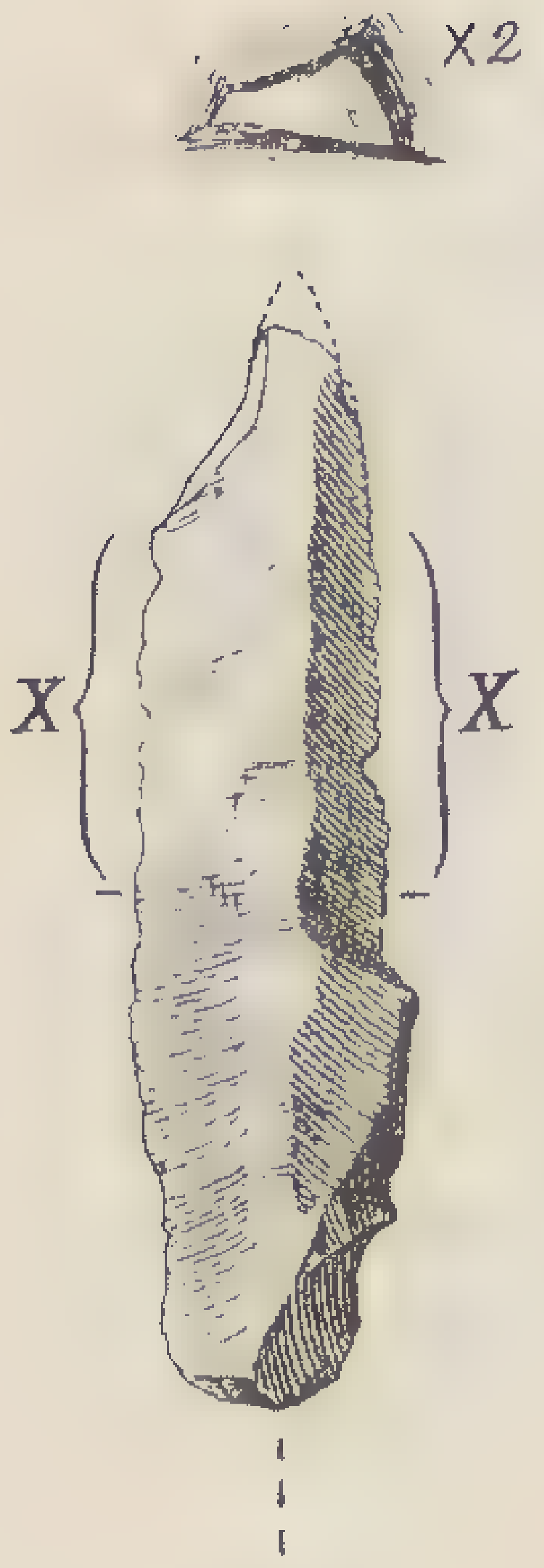


Fig. 16.

Fig. 16. Spitzschaber aus geflecktem, rauchgrauem Muschelkalk-Hornstein. Spitze abgebrochen. Seitenkanten stark abgenutzt, sägeförmig. $^1/_1$.

Fig. 17. Spitzschaber aus weiss und gelb gebändertem Rauracienjaspis. Unten Abschlagstelle; auf der Rückseite „bulbe de percussion“. Seitenkanten abgenutzt. $^3/_2$.

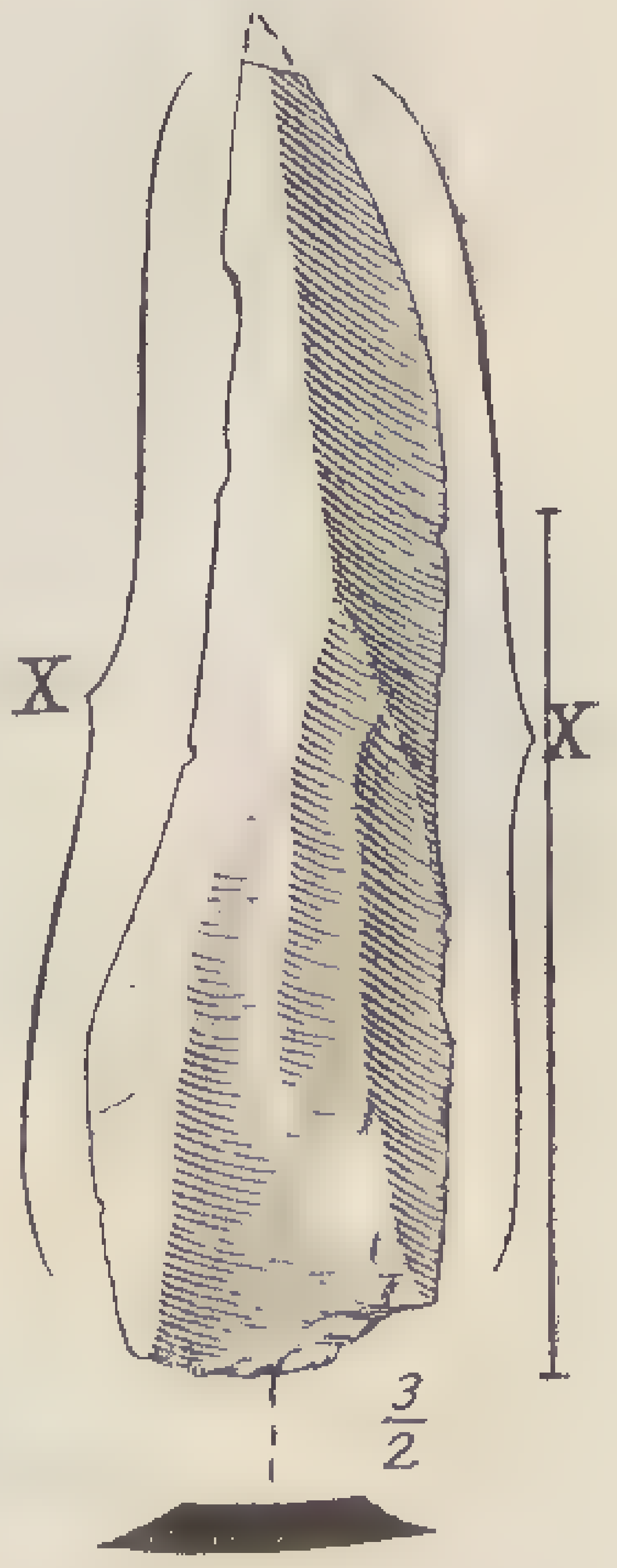


Fig. 17.

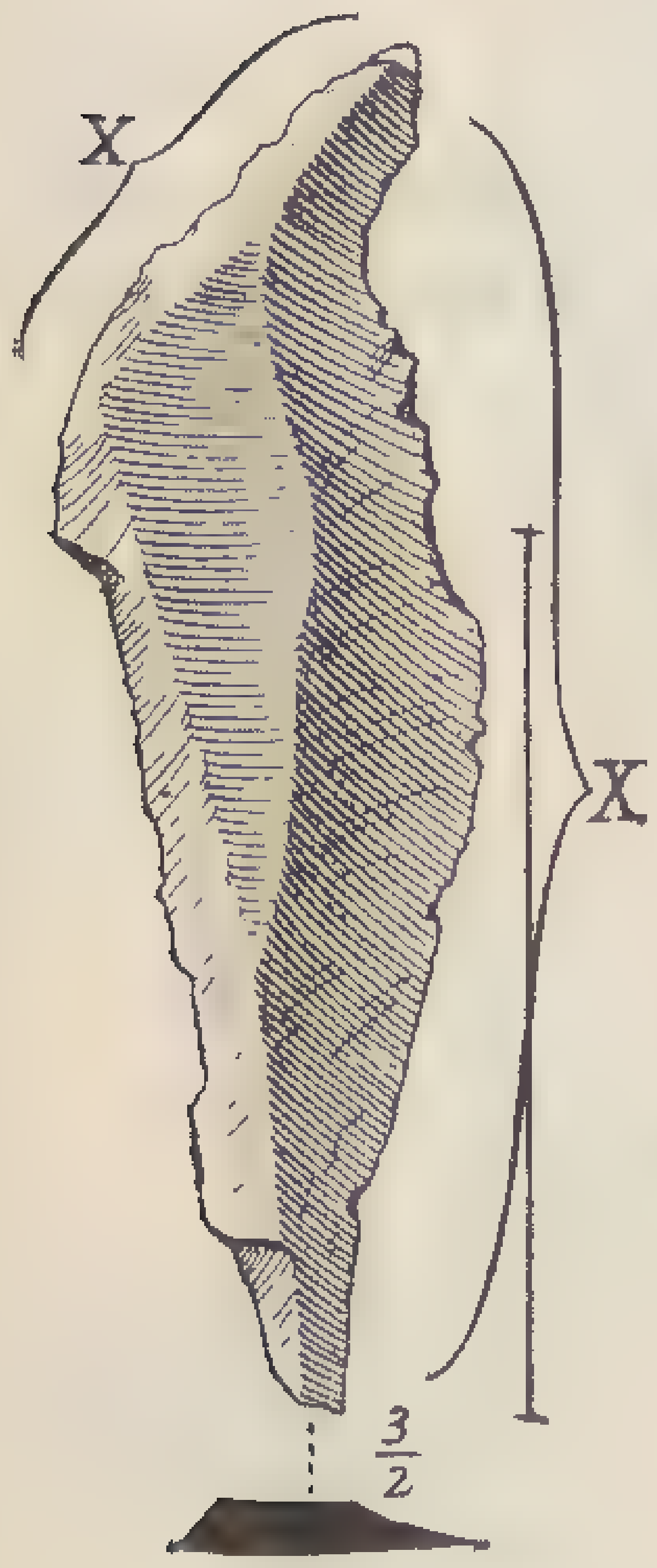


Fig. 18.

Fig. 18. Spitzschaber aus tiefrotem Rauracienjaspis. Spitze abgebrochen. Seitenkanten sägenförmig durch Abnutzung. 1/2.

Fig. 19. Spitzschaber aus weissem Rauracienjaspis. Spitze abgebrochen. Seitenkanten oben abgenutzt. 1/1.

Fig. 20. Desgleichen aus gelb und rot geflammtem Rauracienjaspis. Links oben Rinde der Knolle. Unten Schlagmarken. Spitze abgebrochen. Seitenkanten schwach abgenutzt. 1/1.

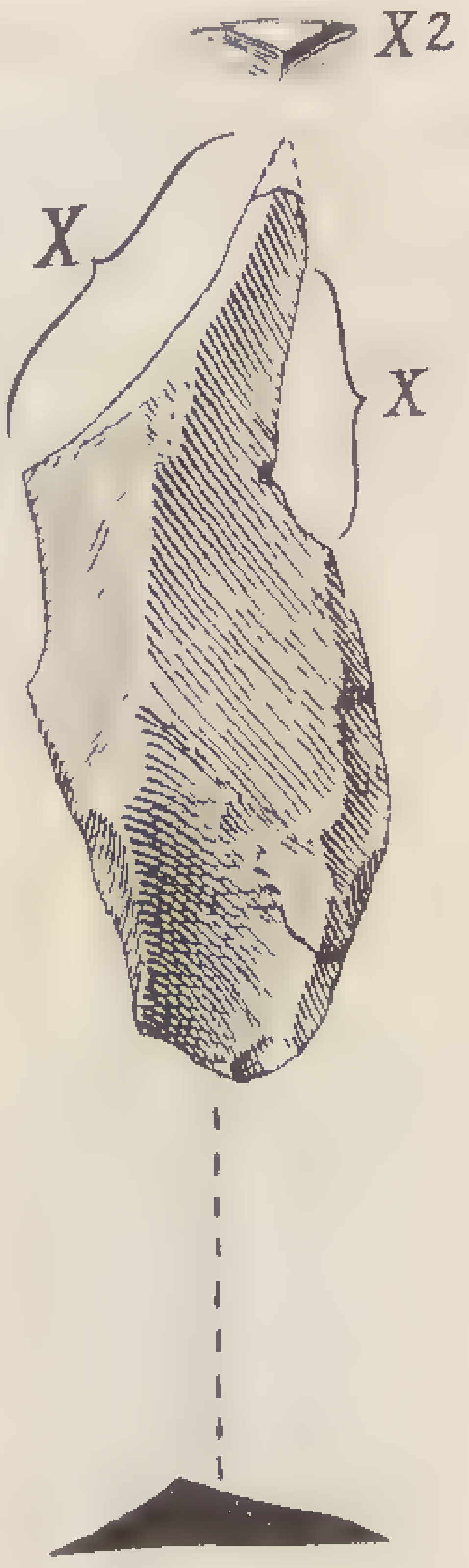


Fig. 19.

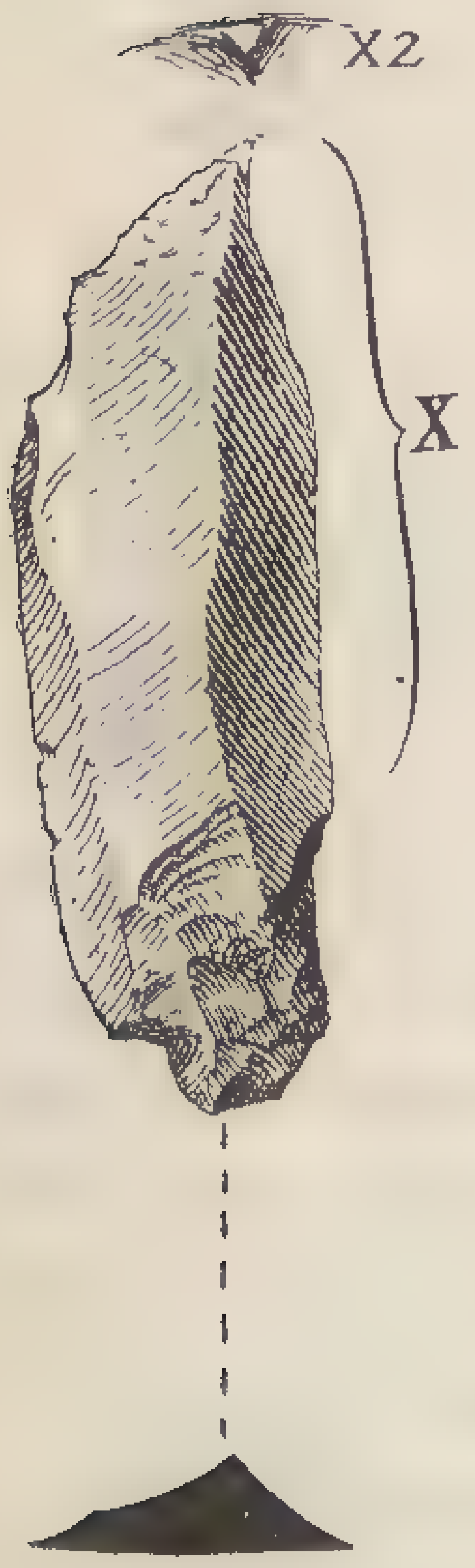


Fig. 20.

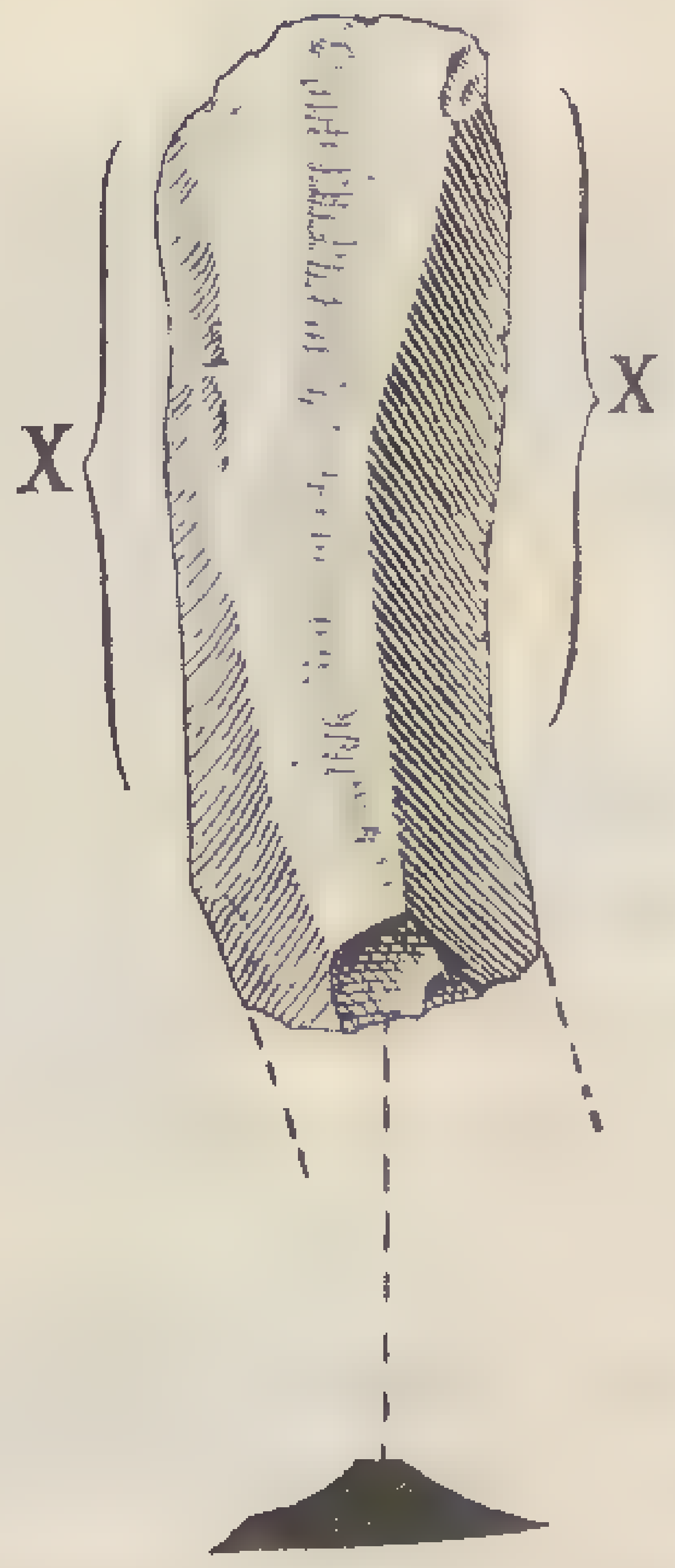


Fig. 21.

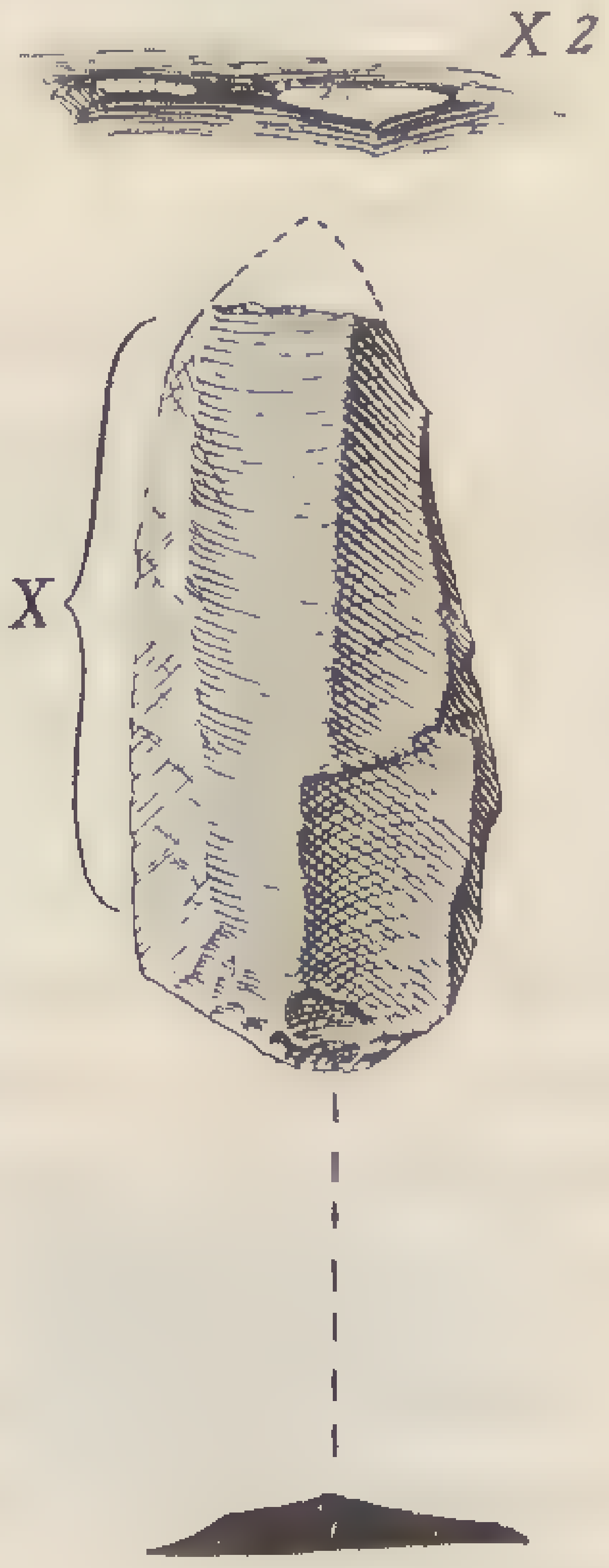


Fig. 22.

Fig. 21. Abgebrochener Schaber aus grauweissem, feingebändertem Rauracienjaspis. Oben Schlagstelle; auf der Rückseite „bulbe de percussion". Seitenkanten abgenutzt. 1/1.

Fig. 22. Schaber aus gelb und weiss gebändertem Rauracienjaspis. Unten Schlagstelle; auf der Rückseite „bulbe de percussion". Oben abgebrochen. Linke Seitenkante abgenutzt.

2. **Schaber** (Fig. 5—8). Unter diesen sind eine Anzahl einfacher Werkzeuge zu erwähnen, wie sie als Moustierformen bezeichnet werden. Sie zeigen an einer Kante (Fig. 5, 6, 7) oder an zweien (Fig. 8) Abnützungsspuren. An Fig. 6 ist ein Stück der benützten Kante durch fortgesetzten Gebrauch vollkommen geglättet worden (*z—z*), später aber ausgebrochen. Fig. 9 nähert sich den

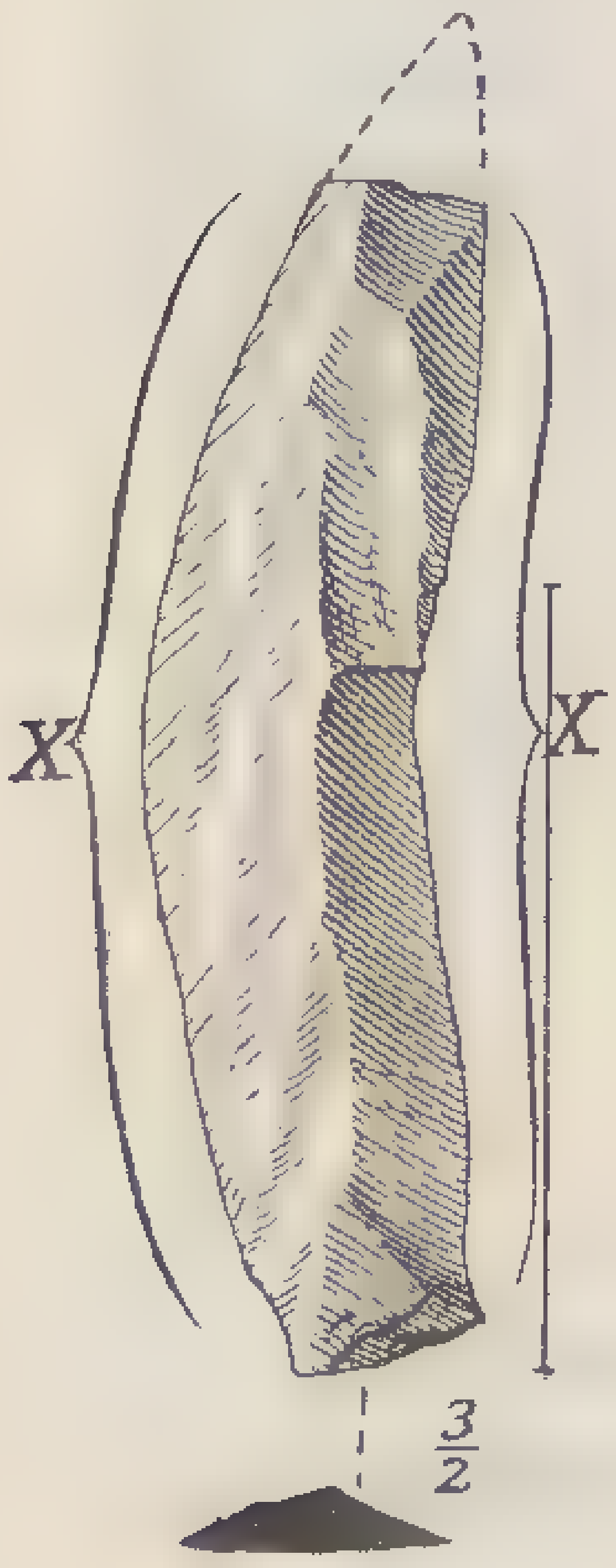


Fig. 23.

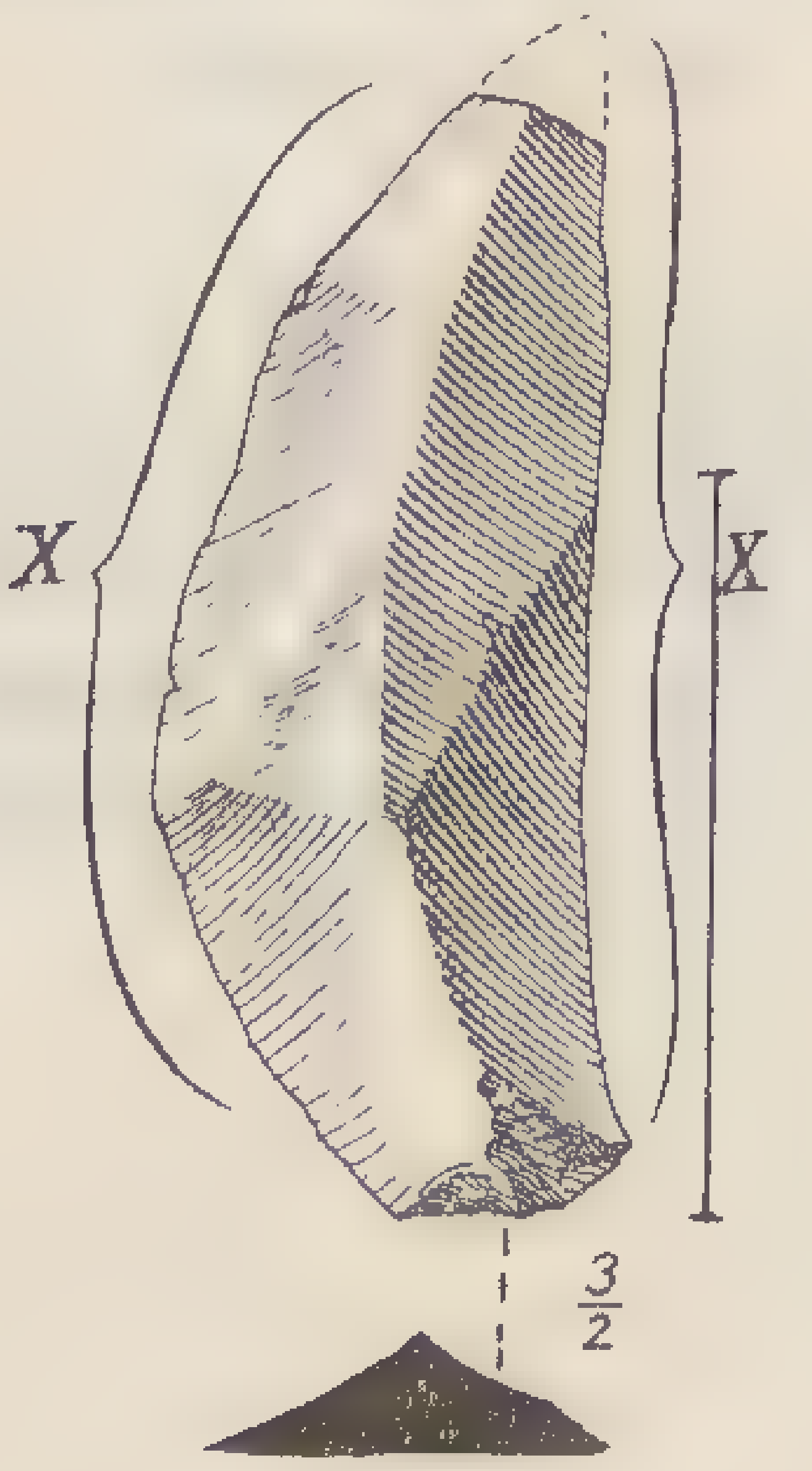


Fig. 24.

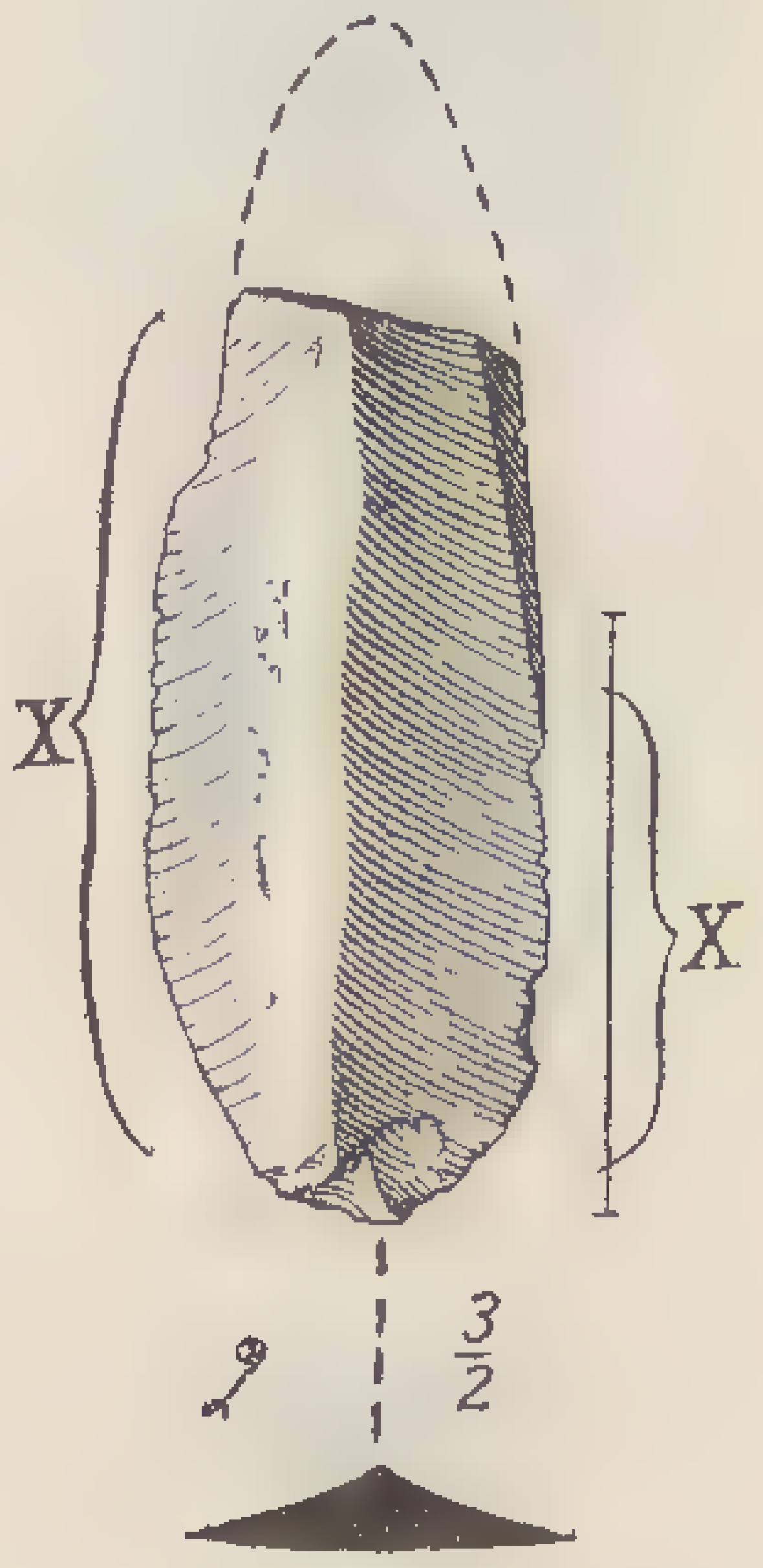


Fig. 25.

Fig. 23, 24. Spitzschaber aus weissem Rauracienjaspis. Unten Schlagstelle. Spitze abgebrochen. Seitenkanten abgenutzt. 3/2.

Fig. 25. Spitzschaber aus tiefrotem Jaspis. Unten Schlagstelle; auf der Rückseite „bulbe de percussion“. Seitenkanten abgenutzt. Spitze abgebrochen. 3/2.

3. **Spitzschabern.** Unter diesem Namen fasse ich die mehr oder weniger verlängerten Schaber zusammen, die beim Abschlagen eine Spitze erhielten. Diese wurde offenbar allgemein zum Schneiden oder Bohren benützt und ist daher überall scharf abgebrochen. Es ist die einfachste Form des „burin“. Zugleich zeigen sich an den scharfen Seitenkanten allgemein Spuren der Benützung. Dies ist die häufigste Form der Schaber. Von grossen, messerartigen Klingen, wie Fig. 10, 11, 12, finden sich alle Zwischenstufen (wie Fig. 14—25) bis zu kleinen, bohrerartigen Werkzeugen (Fig. 26, 27) herab. Die beiden letztgenannten Instrumente, auch manche der grösseren, besitzen ähnliche Form wie die Bohrer der Madelaineperiode, die zur Herstellung der Oesen von Knochennadeln gedient haben, aber sie sind im Gegensatze zu ihnen fast gar nicht retouchiert, sondern nur durch Schlag hergestellt und daher auch weniger fein und vollkommen.

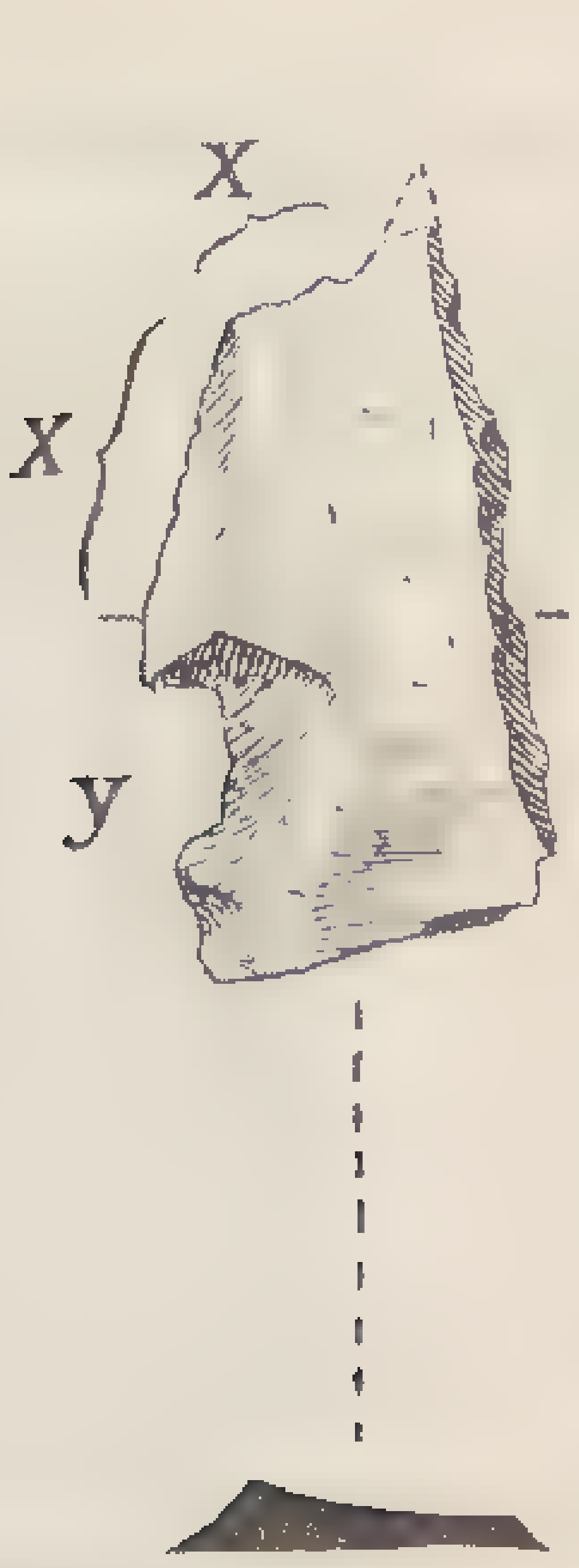


Fig. 26.

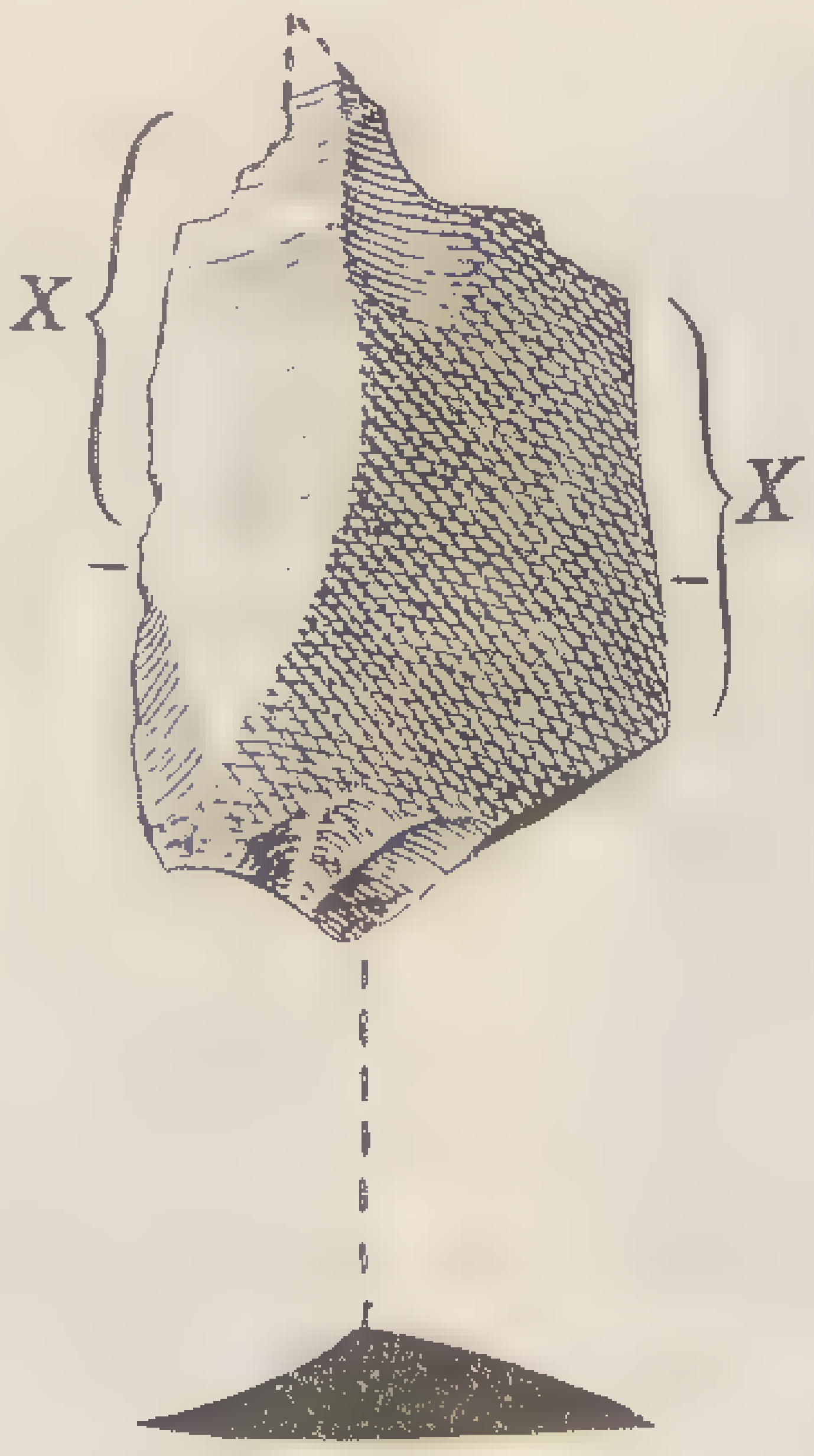


Fig. 27.

Fig. 26. Bohrerartiger Schaber aus grauem, geflecktem Muschelkalk-Hornstein. Spitze abgebrochen. Linke Seitenkante stark abgenutzt. $^1/_1$.

Fig. 27. Desgleichen aus grau und weiss gestreiftem Rauracienjaspis. Spitze abgebrochen. Linke Seitenkante abgenutzt. $^1/_1$.

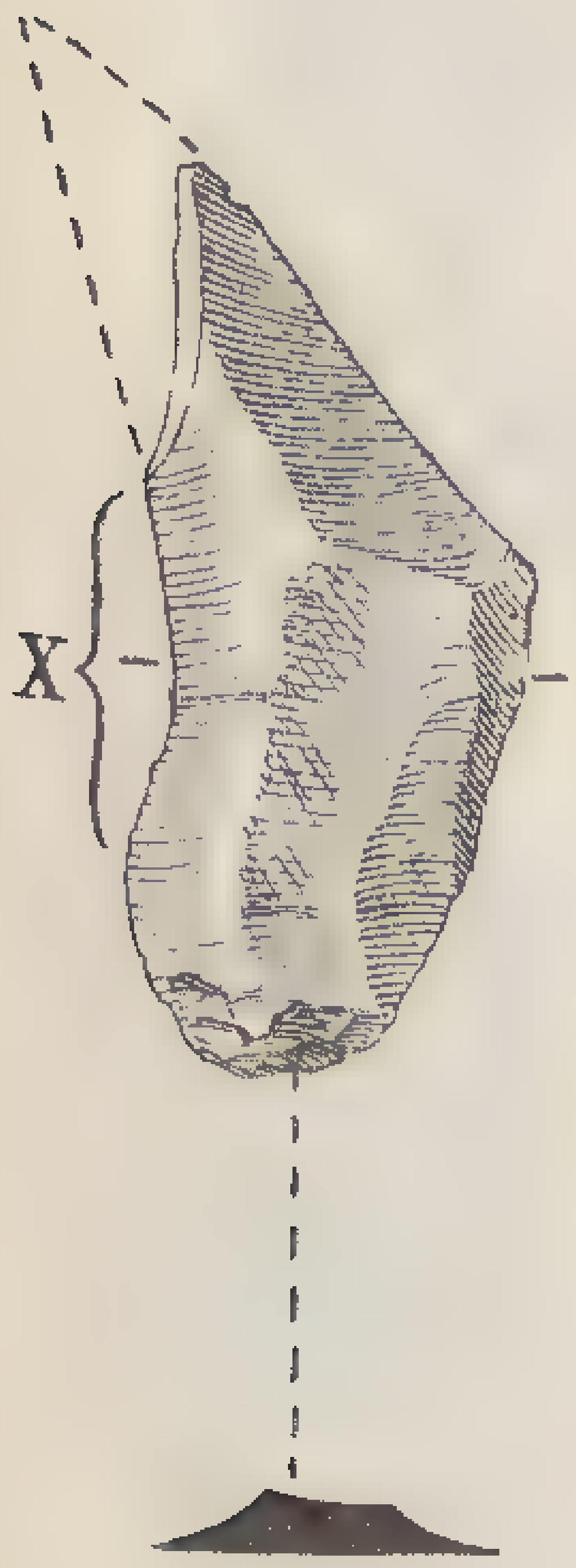


Fig. 28.

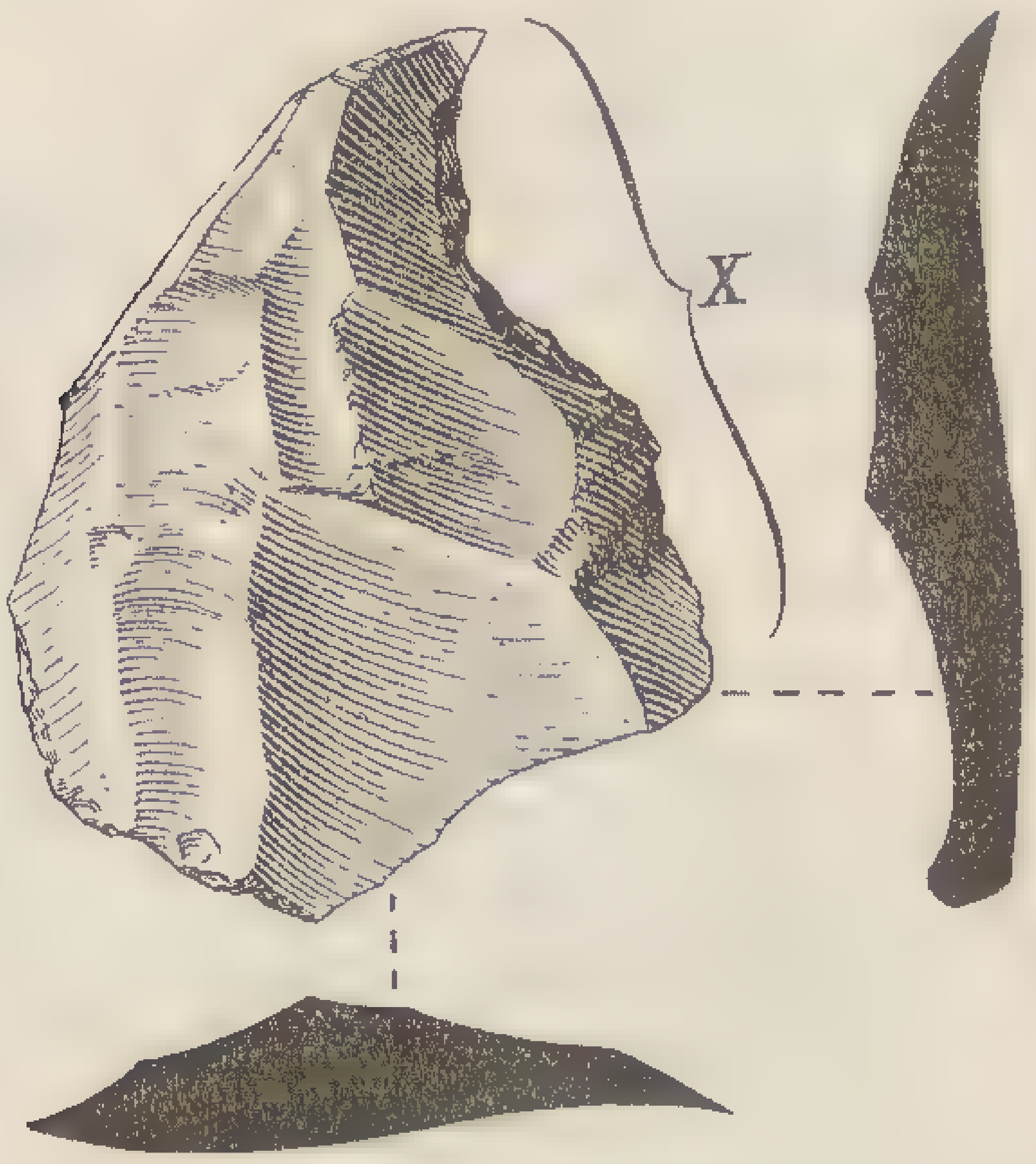


Fig. 29.

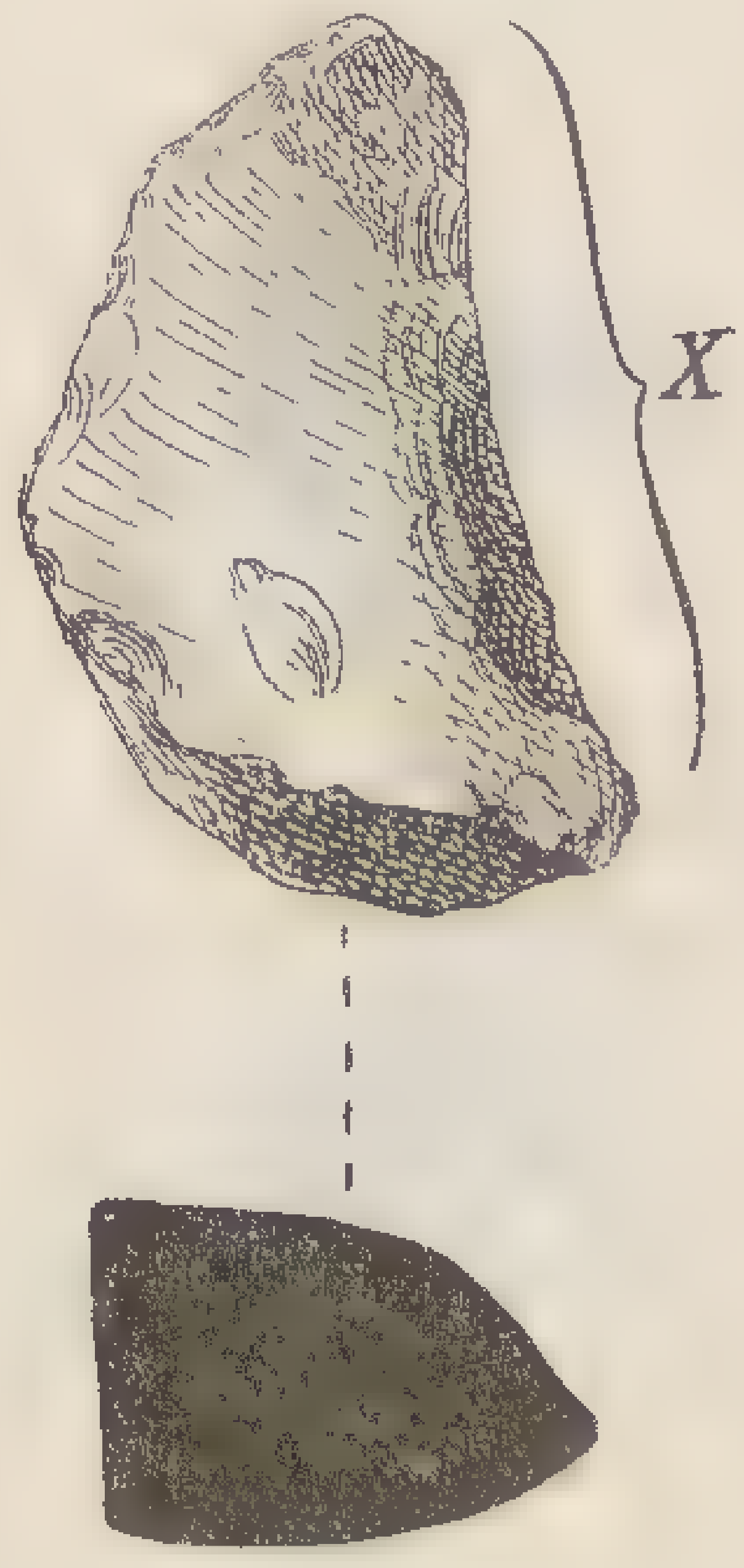


Fig. 30.

Fig. 28. Hohlschaber aus grau und weiss geflecktem Rauracienjaspis. Oberes Ende abgebrochen. Unten Schlagstelle. Hohlkante (x) abgenutzt. $^1/_1$.

Fig. 29. Desgleichen aus gebändertem weissem Rauracienjaspis. Rechte Kante sägenartig abgenutzt. $^1/_1$.

Fig. 30. Dicker Hohlschaber aus graugelblichem, durchscheinendem Feuerstein (? Muschelkalk). Hohlkante tief ausgebrochen. $^1/_1$.

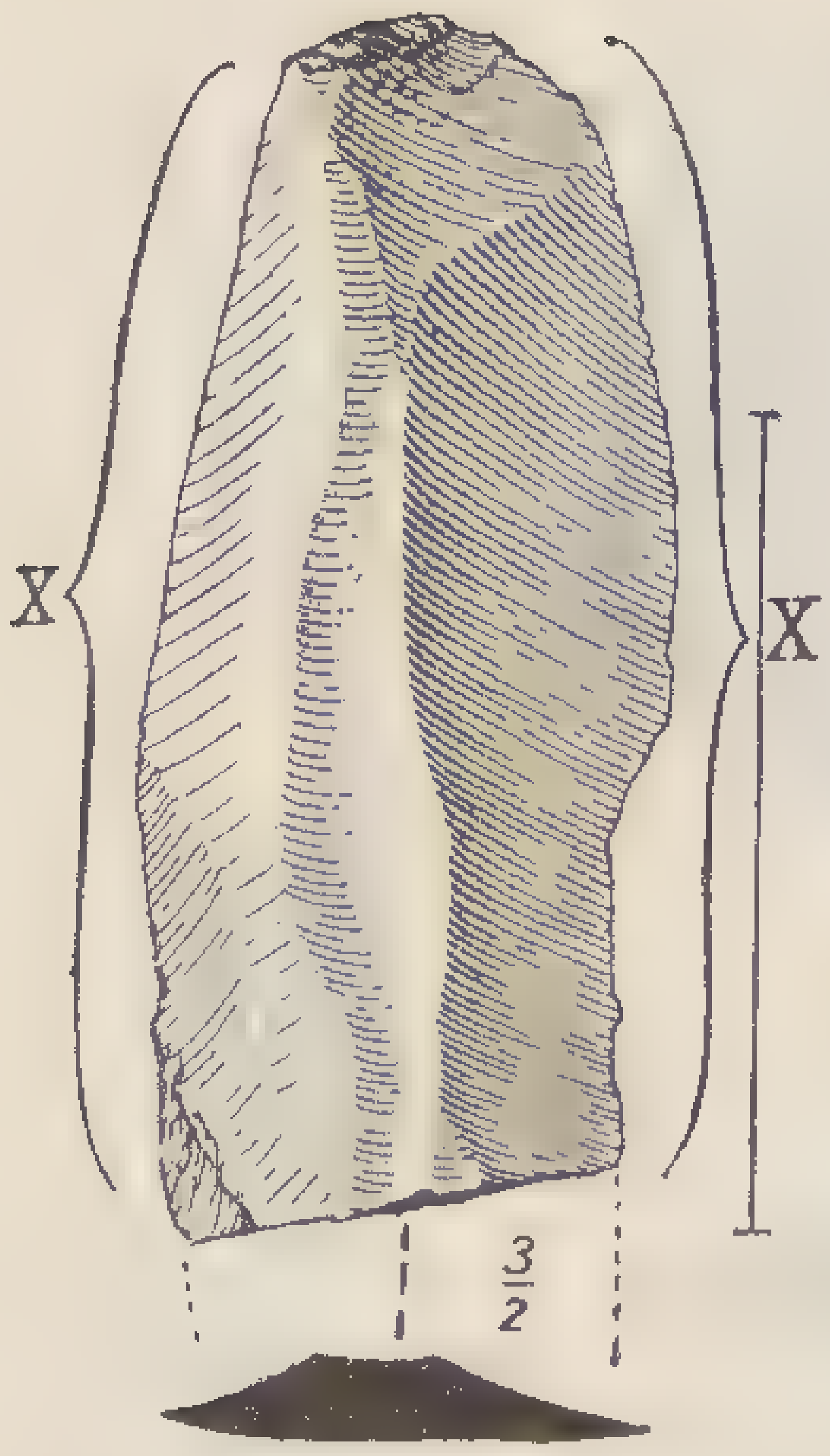


Fig. 31.

Fig. 31. Breiter Schaber aus rot und gelb gebändertem Rauracienjaspis. Durchgebrochen. Oben Schlagstellen. Seitenkanten abgenutzt. 3/2.

Fig. 32. Desgleichen aus tiefrotem Rauracienjaspis. Durchgebrochen. Seitenkanten abgenutzt. 3/2.

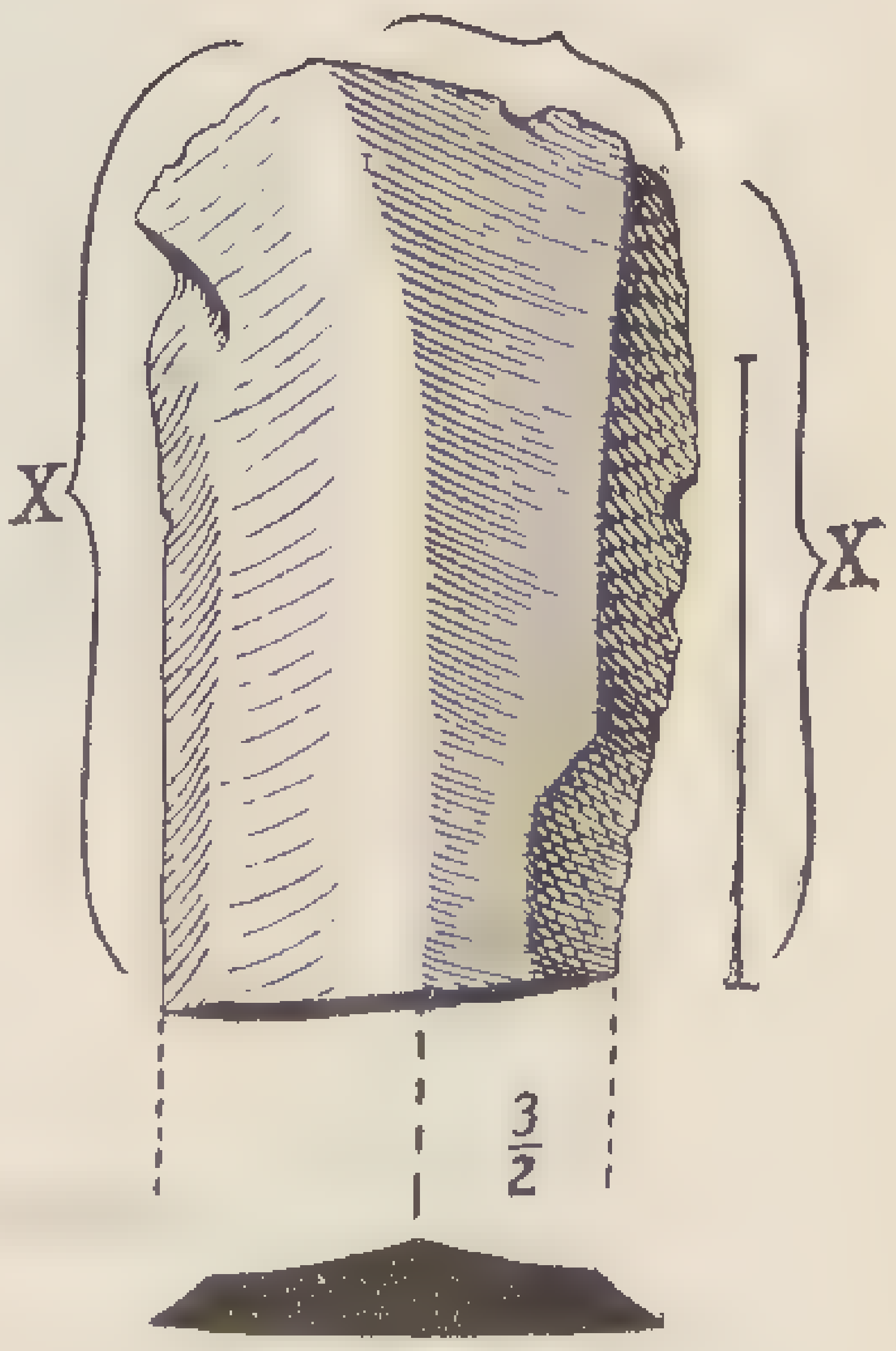


Fig. 32.

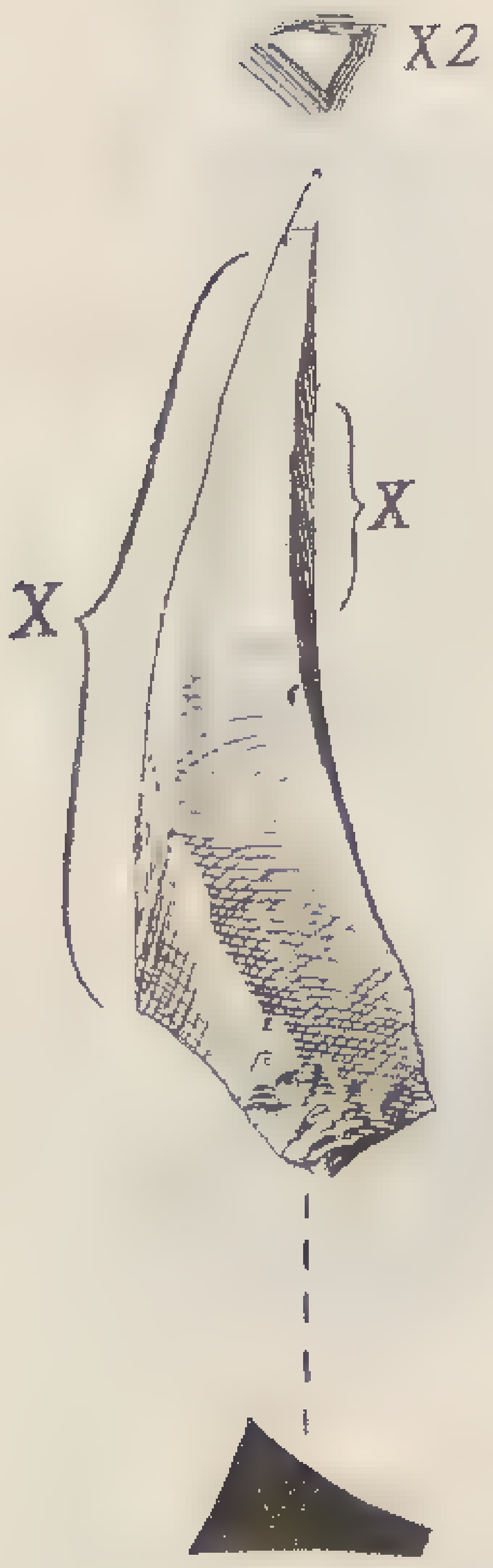


Fig. 33.

Fig. 33. Steinpfriem aus weissem Rauracienjaspis. Spitze abgebrochen. Seitenkanten wenig abgenutzt. 1/1.

Fig. 34. Blattspitze aus grauem Muschelkalk-Hornstein. Beide Seitenkanten vollständig retouchiert und vielfach ausgebrochen. Spitze stumpf, abgenutzt. 1/1. (= ECKERS Fig. 8).

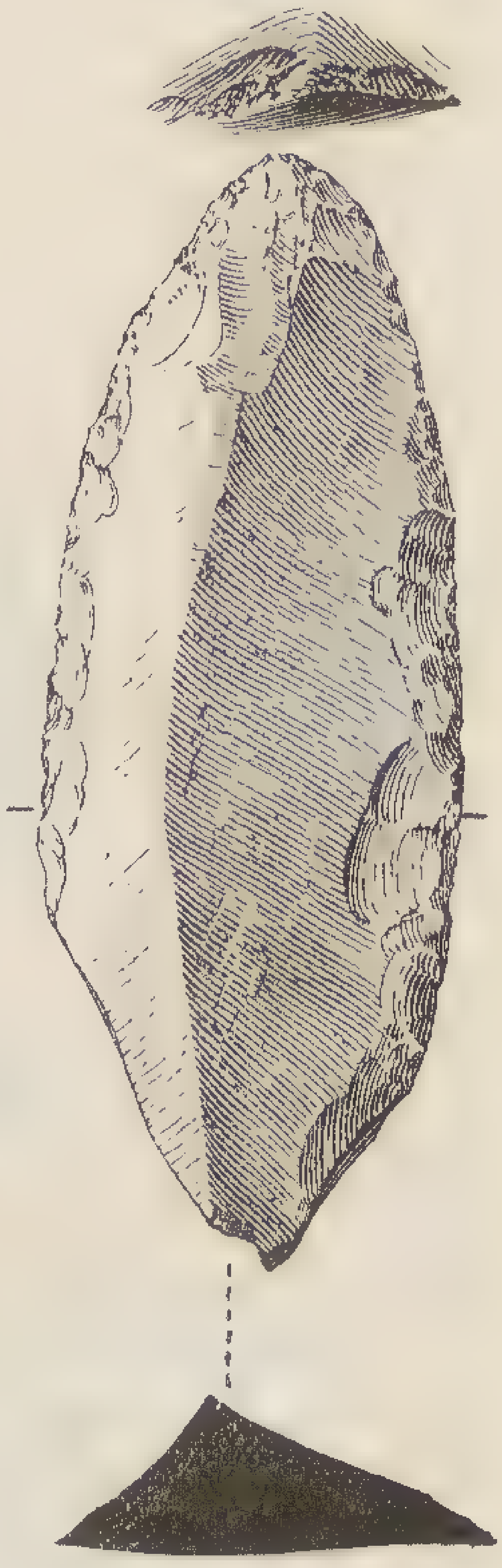


Fig. 34.

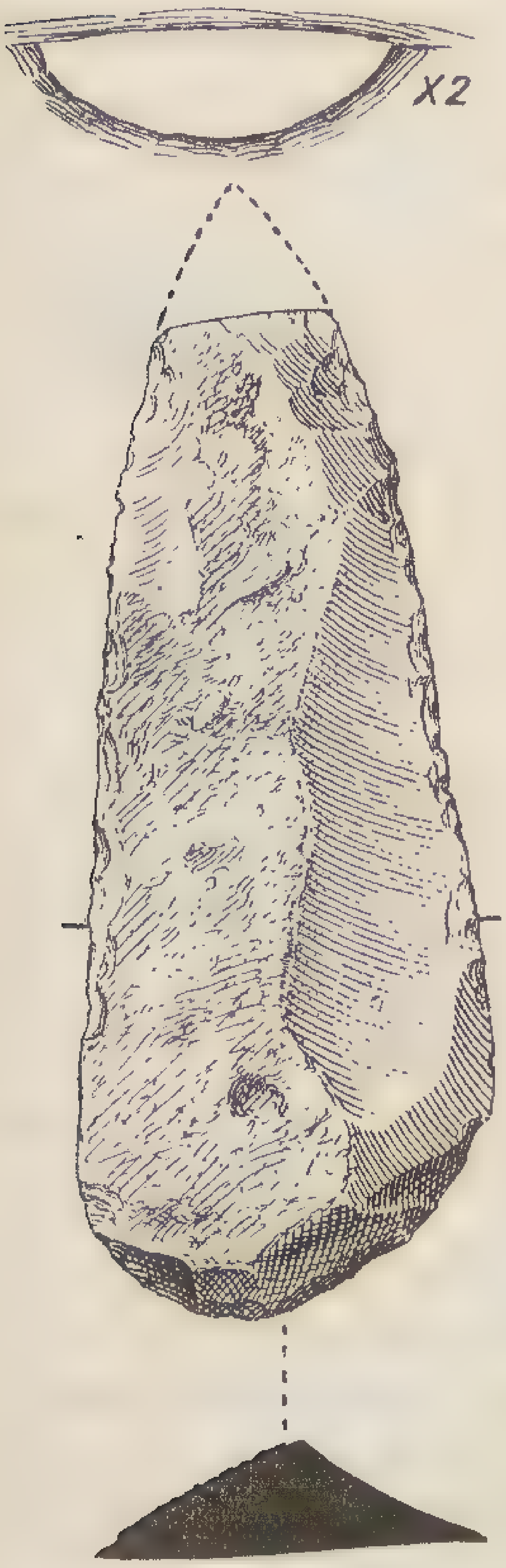


Fig. 35.

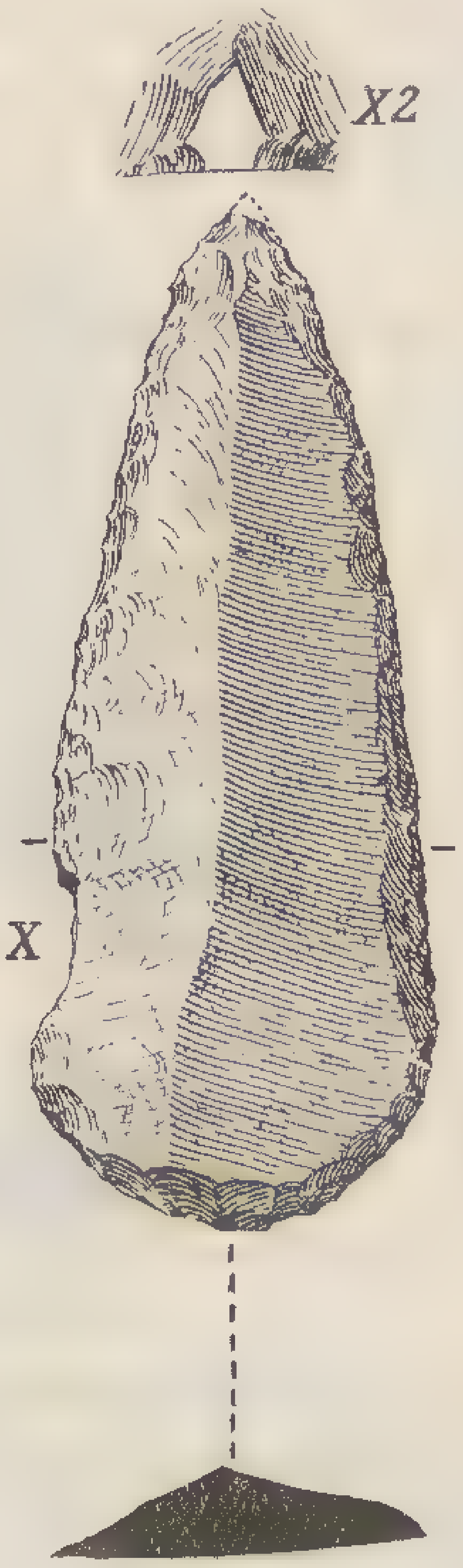


Fig. 36.

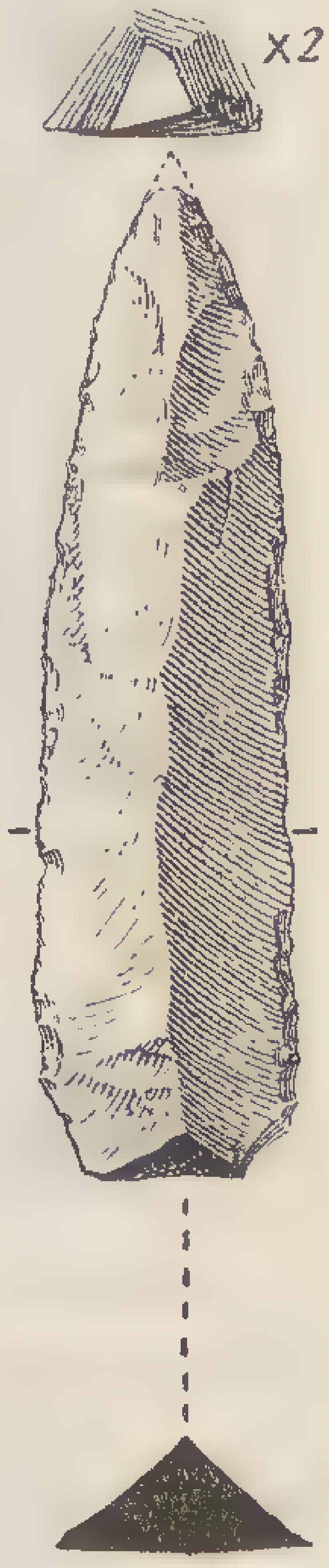


Fig. 37.

Fig. 35. Desgleichen aus weissem Rauracienjaspis. Die rauhe Rinde des Knollens bedeckt fast die ganze Oberseite. Seitenkanten und Grundfläche retouchiert. Spitze abgebrochen. ¹/₁.

Fig. 36. Desgleichen aus grauem Muschelkalk-Hornstein. Ringsum retouchiert. Spitze abgebrochen. Bei *x* ein grösseres Stück ausgebrochen. ¹/₁.

Fig. 37. Desgleichen aus weiss und gelb gebändertem Rauracienjaspis. Am Umfange wenig retouchiert, aber überall abgenutzt. Spitze abgebrochen. ¹/₁.

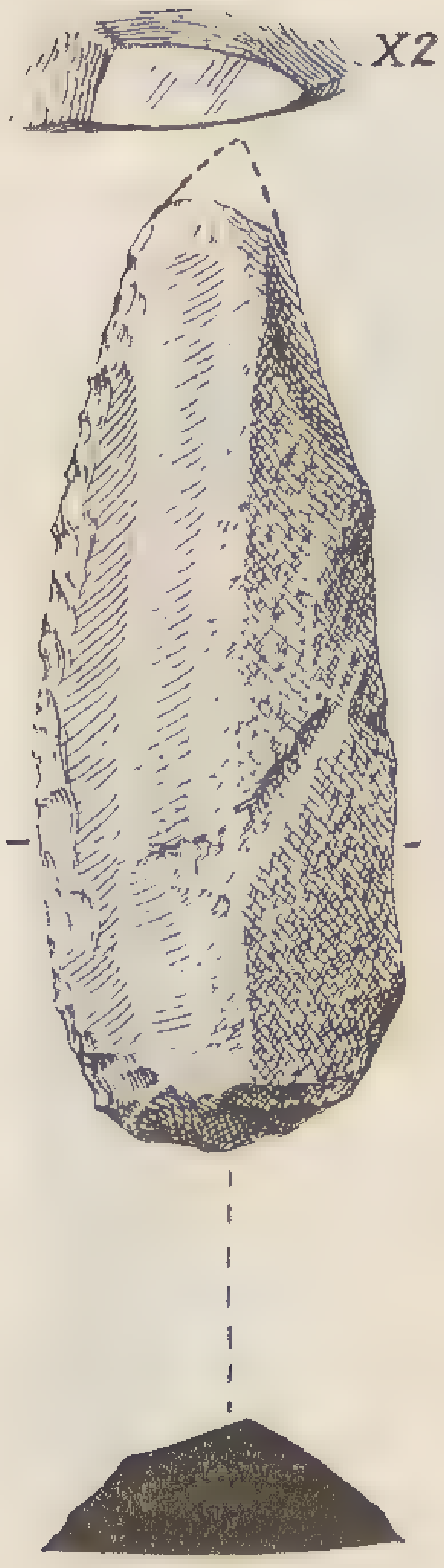


Fig. 38.

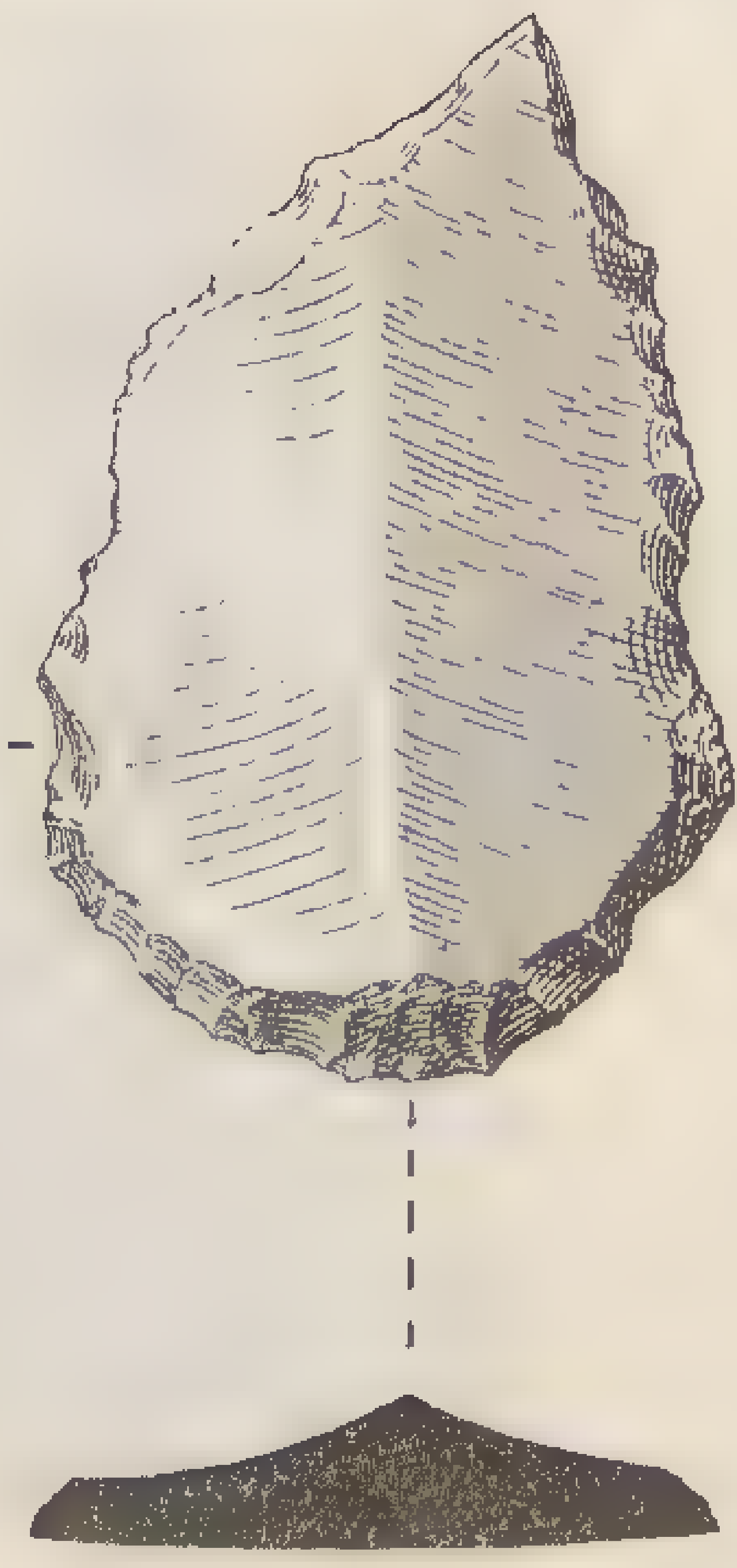


Fig. 39.

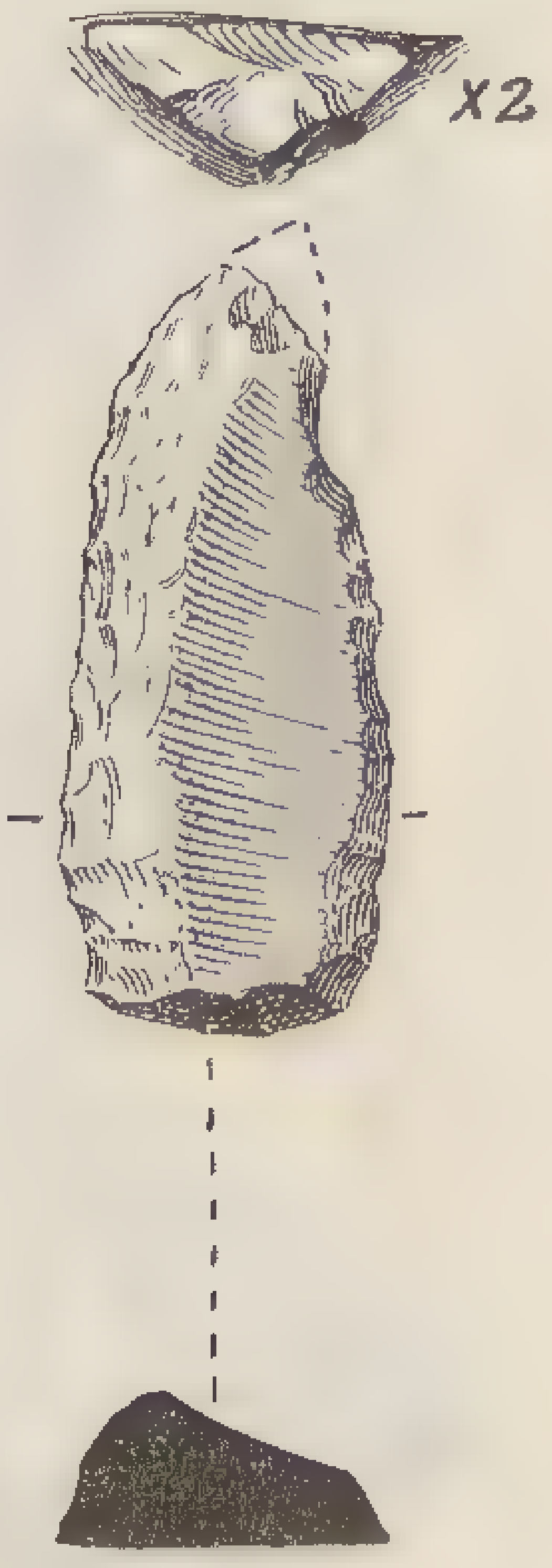


Fig. 40.

Fig. 38. Desgleichen aus gelblichem Rauracienjaspis. Rechts Knollenrinde. Linke Kante retouchiert und abgenutzt. Spitze abgebrochen. 1/1.

Fig. 39. Ringsum retouchierte und an den Seitenkanten sägeartig abgenutzte Blattspitze aus gelbem Rauracienjaspis. 1/1.

Fig. 40. Dicke Blattspitze aus gebändertem, weissem Rauracienjaspis. Ringsum retouchiert und stark abgenutzt. Spitze abgebrochen. 1/1.

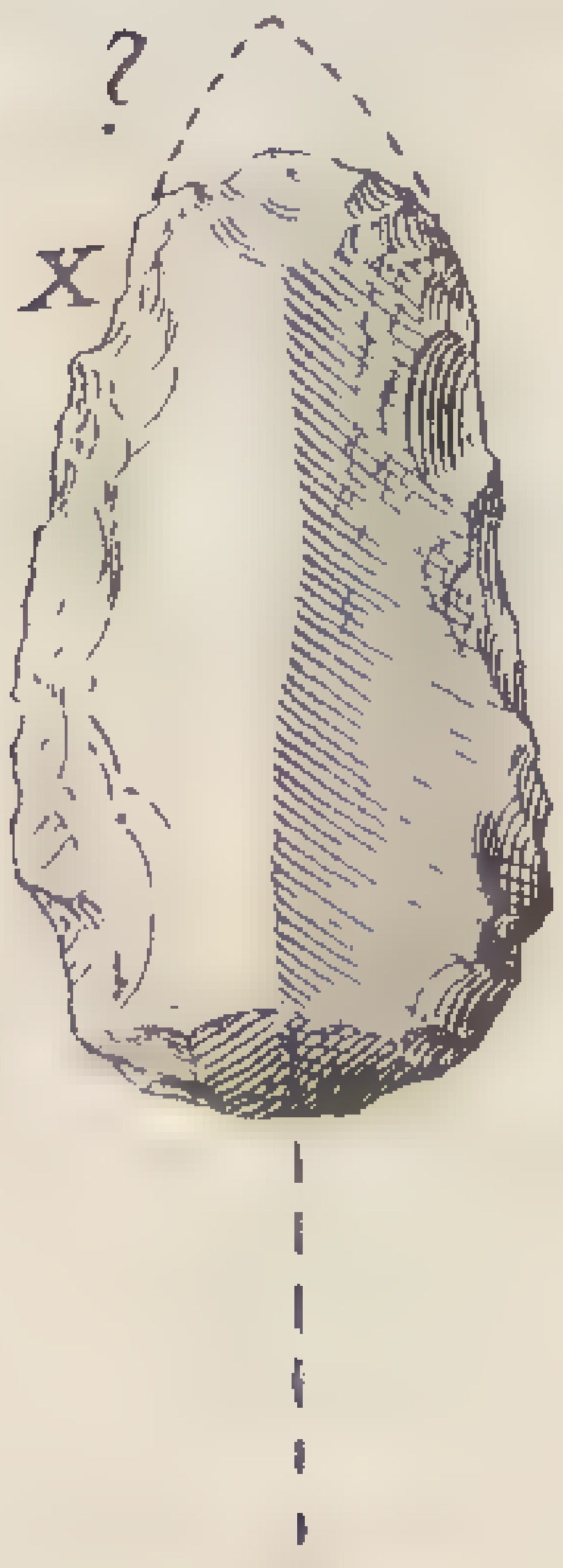


Fig. 41.

Fig. 41. Desgleichen aus gelb und weiss gefleckten Rauracienjaspis. Ringsum retouchiert. Stellenweise stark abgenutzt (x). ? Spitze abgebrochen.

Fig. 42. Unterende eines Kerbschaberähnlichen Werkzeuges aus rot und gelb geflecktem Rauracienjaspis. Die linke Seitenkante sehr fein retouchiert. 3/2.

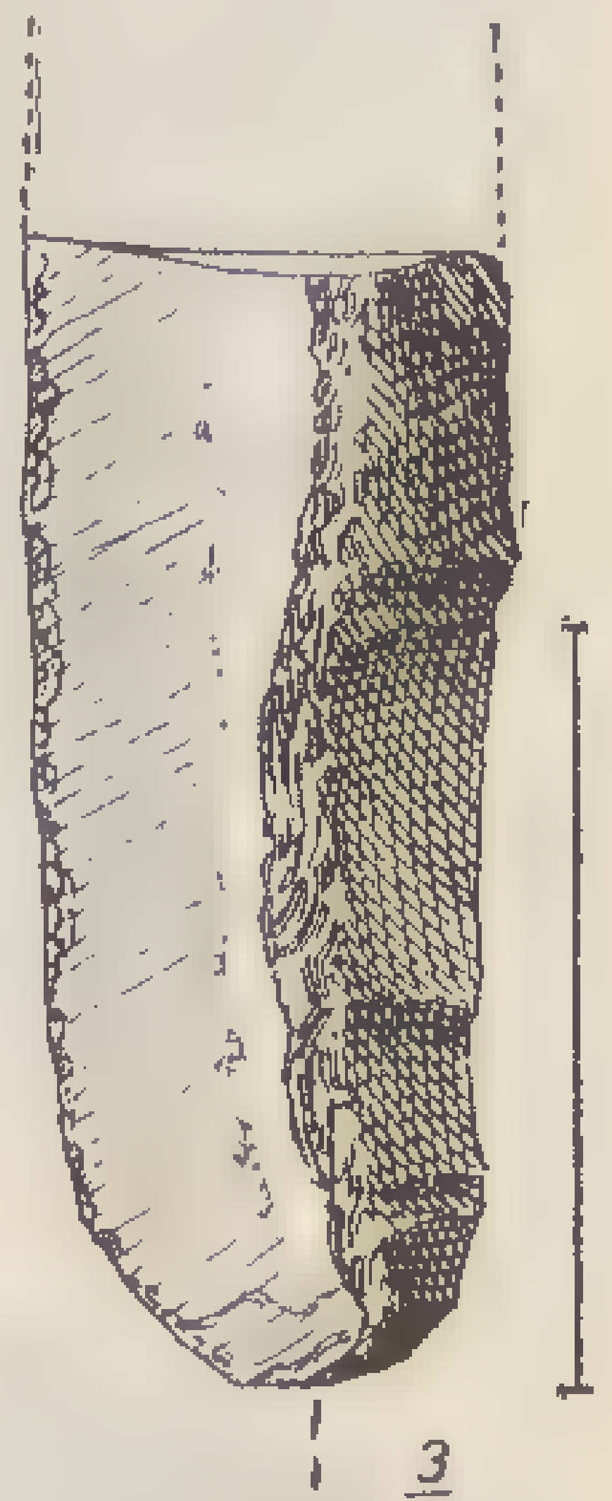


Fig. 42.

4. Hohlschaber („coche-grattoirs“), deren ausgebuchtete Kante zum Abziehen der Knochen benutzt wurde, sind spärlich, dabei recht verschiedenartig gestaltet. Fig. 29 zeigt einfache Schaberform, Fig. 28 besitzt die Gestalt eines Spitzschabers, Fig. 30 ist ein dicker, fast keulenartiger Stein. Fig. 29 und 30 besitzen zahlreiche tiefe Ausbruchsstellen an der Hohlkante, Fig. 28 weist nur feine Kerben auf.

5. Breite Schaber, flach, meist klein, sind ebenfalls nicht selten, aber fast stets zerbrochen, wie Fig. 31 und 32 zeigen.

6. Ahle oder Pfriemen kommen nur vereinzelt vor. Fig. 33 ist ein einfaches Spaltstück und zeigt zugleich Abnützungsspuren an den Seitenkanten.

Die Zahl der retouchierten Werkzeuge ist gering im Verhältnis zu den einfach geschlagenen; sie zeugen aber durchgängig von sehr sorgfältiger Arbeit. Allgemein ist die Retouche nur einseitig. Wechselretouche, durch die eine Seitenkante gegen die eine, die andere Seitenkante gegen die andere Fläche hin abgestumpft erscheint, fehlt durchaus, was deshalb hervorgehoben zu werden verdient, weil nach Strobls Untersuchungen an den zahlreichen Werkzeugen der Lössstation Krems die Wechselretouche Regel ist. Die wichtigsten Retouchestücke sind:

1. Blattspitzen, ringsum sorgfältig retouchiert, fast alle (mit Ausnahme von Fig. 34) an der Grundkante gut gerundet. Grosse vollendete Formen zeigen Fig. 34—38; drei kleinere (Fig. 39—41) sind unansehnlich und plump. Mit Ausnahme von Fig. 34, dessen Spitze stumpf abgenutzt erscheint, und Fig. 39, dessen Spitze ganz ungebraucht ist, sind die Spitzen abgebrochen. Fig. 42 ist das Unterende einer Blattspitze oder eines Kerbschabers mit sehr sorgfältiger Kantenretouche.

2. Kerbschaber (pointes à cran). Hiervon hat sich nur ein einziges, zerbrochenes, aber sehr sorgfältig retouchiertes und ganz typisches Stück gefunden (Fig. 43). Endlich wären zwei kleine

3. Pfriemen oder Messerchen von feiner Arbeit zu erwähnen. Fig. 44 ist ein wohl erhaltenes Werkzeug; es ist sorgfältig an den Seitenkanten abretouchiert, so dass es unten nicht breiter ist als oben; die feine Spitze ist abgebrochen. Fig. 45 stellt das Unterende eines ähnlichen, ebenfalls sorgfältig retouchierten Werkzeuges dar[1].

---

[1] Derartige sehr kleine, aber dabei fein retouchierte Messerchen oder Pfriemen kommen bekanntlich in der Lössstation von Krems sehr häufig vor

4. Kernschaber. Mit diesem Worte bezeichnet man am besten die massigen, zumeist kegelförmigen Stücke, welche früher allgemein nur als Kerne von Feuersteinstücken (nuclei) galten. Jetzt, wo man sie als Werkzeuge erkannt hat (grattoirs nucléiformes), empfiehlt sich obige Benennung, die mit der französischen übereinstimmt. Dass solche „Rundschaber“ bei Munzingen vorkommen, hat schon Schoetensack angegeben. Ihre Zahl ist aber viel grösser als man angenommen hat. Im ganzen liegen etwa 40 nuclei vor. Davon besitzen etwa 30 eine unregelmässige Form und sind wenig handlich. Sie zeigen keine unzweifelhaften Abnützungsspuren, und es muss dahingestellt bleiben, ob sie als Werkzeuge gedient haben, oder ob es sich um reine Kerne handelt. Etwa 10 Stücke sind von handlicher Form und Grösse und man beobachtet an ihnen entweder Retouche oder Nutzmarken oder auch zugleich ungewöhnliche Glättung einer Fläche. Offenbar hat der Paläolithiker solche Kerne, die durch Abschlagen kleiner Schaber und Messerchen eine handliche Gestalt erhalten hatten, als Werkzeuge gebraucht, nachdem er sie teilweise noch durch Retouche zurecht gestutzt hatte. Dabei war ihm jede Form recht, wenn das Stück nur bequem in der Hand lag. So findet sich ein fast parallelopipedisches, beilförmiges Stück (Fig. 46), dessen zugeschärfte Kante deutliche Nutzmarken trägt (a—x). Es ist ein ganz primitives Beil, wie es im Paläolithikum sehr selten, offenbar nur zufällig auftritt. Ein flacher Doppelkegel (Fig. 47) lässt so ziemlich an allen Seitenkanten eine sehr intensive Abnützung erkennen, indem die Kanten durch Absplitterung zahlreicher kleiner Stücke ganz abgestumpft sind. Schoetensack hat es als „diskusförmiges Jaspisartefakt“ beschrieben. Drei andere Stücke, die noch besondere Erwähnung verdienen, haben kegelförmige Gestalt. Das

---

(Strobl, Mitt. der Anthrop. Ges. Wien **31**, 1901, S. 42—49); sie fehlen auch den Madelainestationen nicht. So wurde in der gelben Schicht des Schweizerbilds ein mit Deckel verschlossenes Steinkistchen gefunden, in dem sich 48 solcher kleiner Werkzeuge befanden. Sie besitzen zum Teil ähnliche Form wie die mikrolithischen Solutréwerkzeuge; es finden sich darunter aber auch „geometrische“ Gestalten, wie mir solche Herr Nüesch zugesandt hat. Diese werden (vgl. Hoernes, Der diluviale Mensch in Europa S. 93—97) als bezeichnend für eine bestimmte Uebergangsstufe (Tardénoisien) zwischen paläolithischer und neolithischer Kultur betrachtet. Das Vorkommen derartiger Werkzeuge in einer Station der Madelainestufe zeigt, dass es sich nicht um einen ausgesprochen neolithischen Werkzeugtypus handelt. In der Solutréstufe hat man meines Wissens niemals Spuren dieser Technik gefunden; auch bei Munzingen ist nichts derartiges vorhanden.

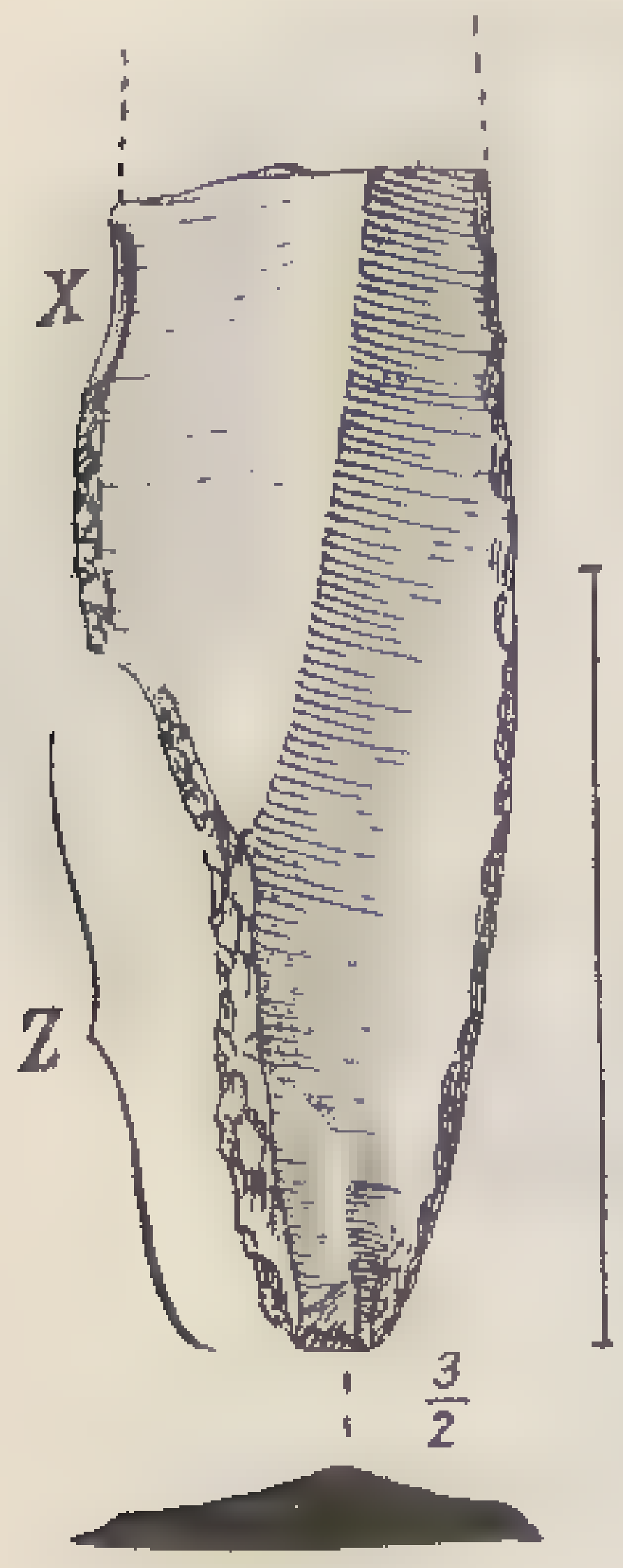


Fig. 43.

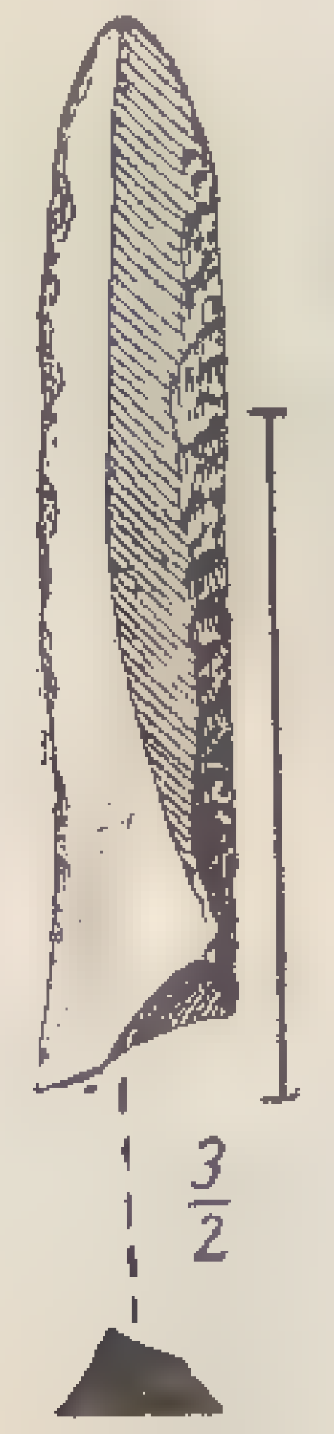


Fig. 44.

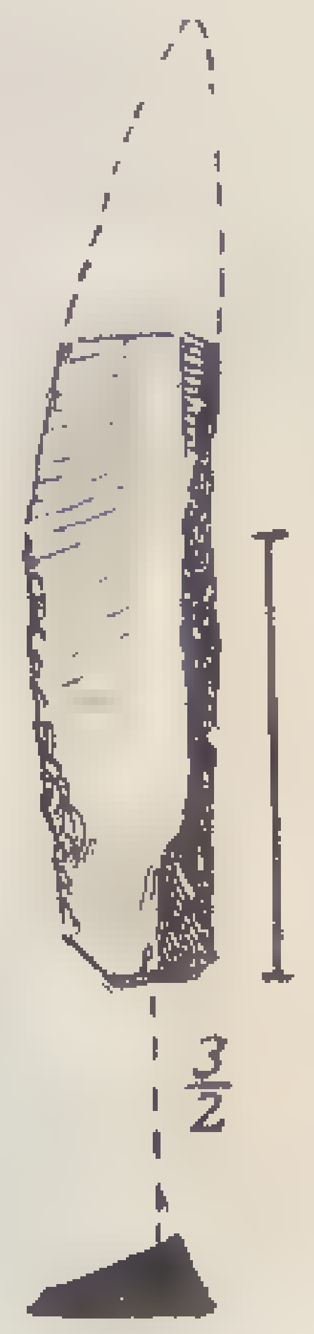


Fig. 45.

Fig. 43. Unteres Ende eines typischen Kerbschabers aus gelb und rot gefärbtem Rauracienjaspis. Ringsum fein retouchiert, namentlich das stielartige Unterende (*z*) sehr sauber abgearbeitet; bei *x* Ausbruch der Seitenkante. $^{3}/_{2}$.

Fig. 44. Parallelseitig retouchiertes Messerchen aus weissem Rauracienjaspis. Die sorgfältige, sehr feine Retouche fehlt nur an der Grundkante; die feine Spitze abgebrochen. $^{3}/_{2}$. (Eckers Fig. 7.)

Fig. 45. Bruchstück eines ähnlichen Werkzeuges aus dem gleichen Gestein. Ebenfalls parallelseitig retouchiert. $^{3}/_{2}$.

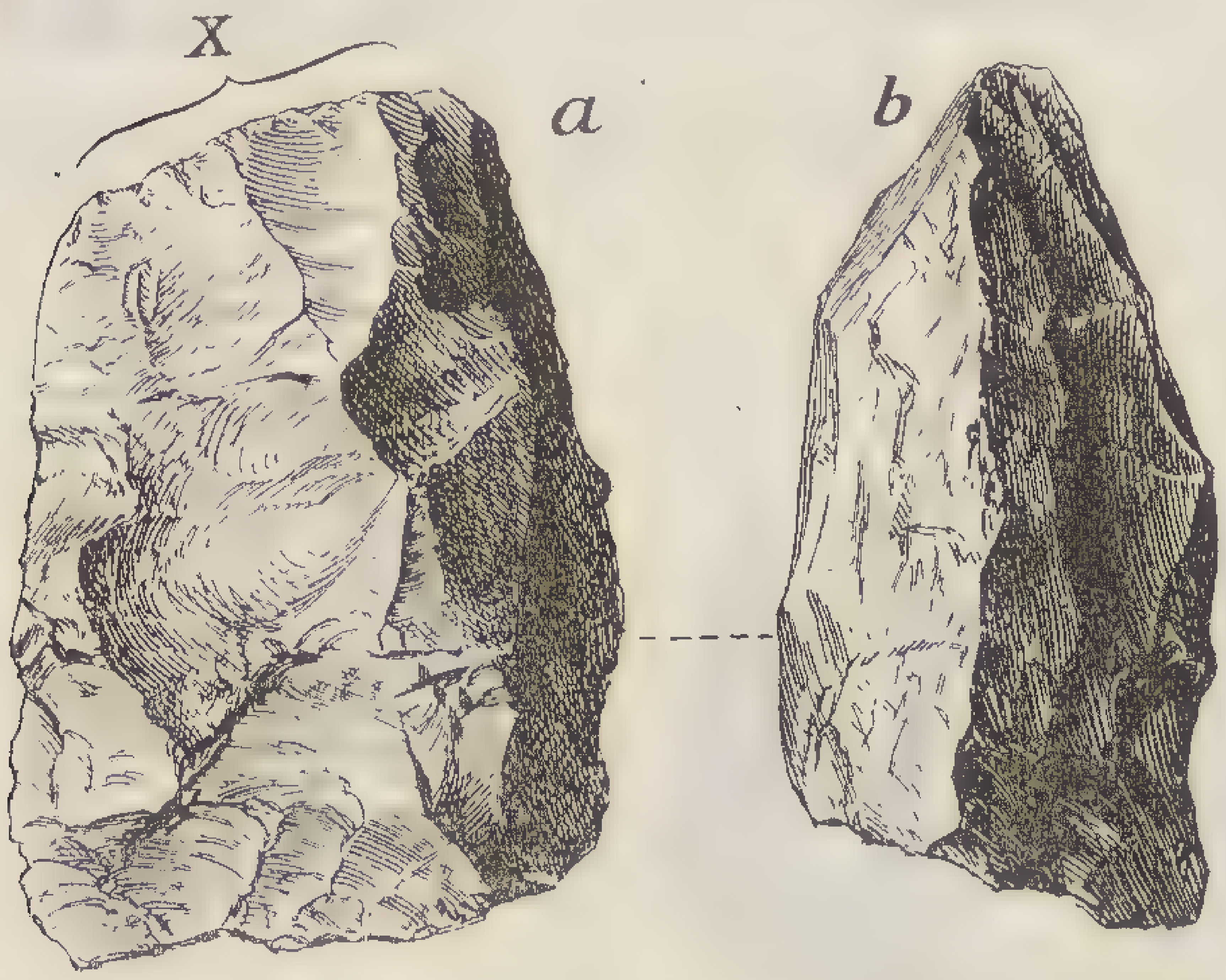


Fig. 46. Kernstück von beilähnlicher Form aus schwarzem, silurischem Kieselschiefer, *a* von der Fläche, *b* von der Schmalseite. Die ganze Oberfläche, mit Ausnahme der rechten Seitenfläche in *a*, mit muscheligen Schlagflächen bedeckt. Die schneideartige Kante *x* (vielleicht auch eine der Seitenkanten) zeigt Abnutzungsspuren. $^{1}/_{1}$.

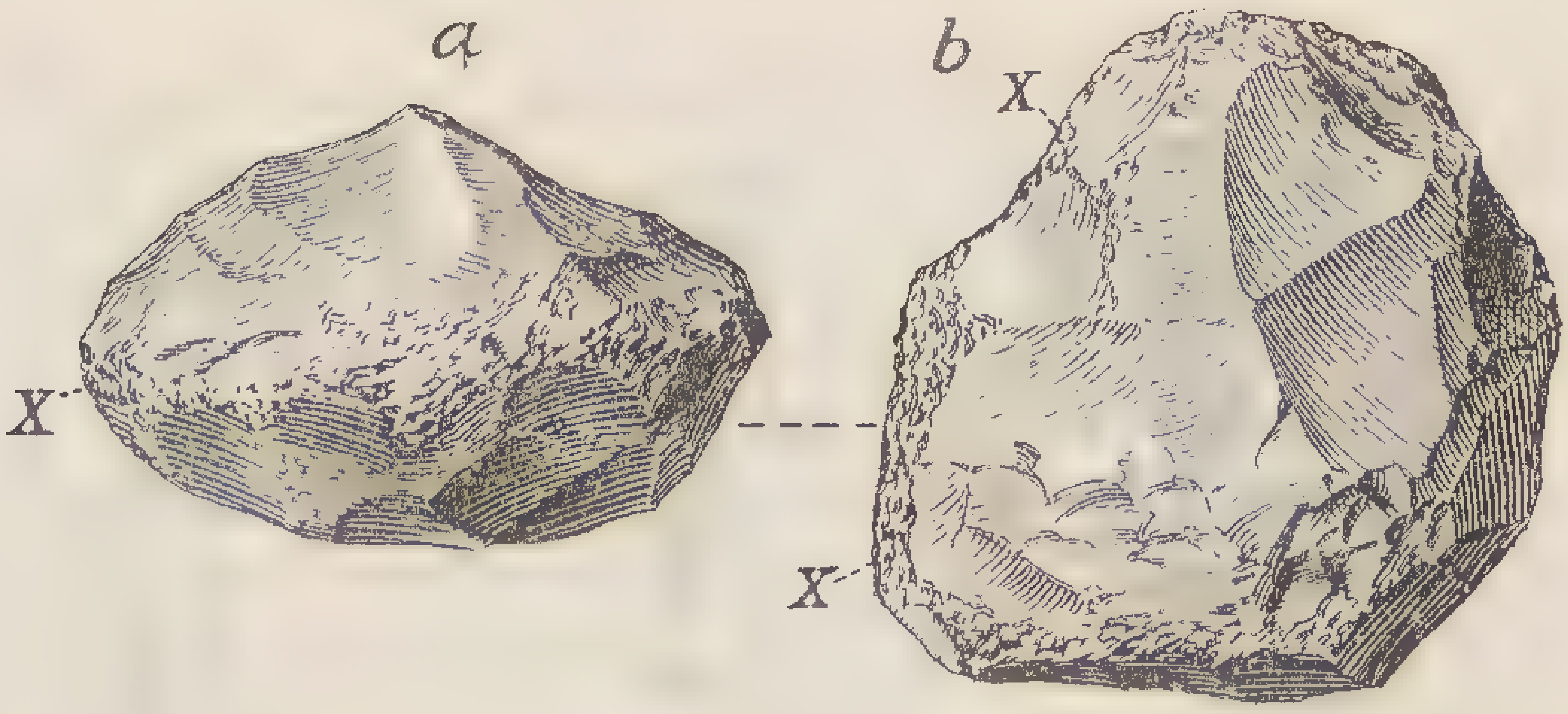


Fig. 47. Kernschaber von der Gestalt eines flachen Doppelkegels aus weisslich-grauem Muschelkalk-Hornstein. *a* von der Seite, *b* von unten gesehen. Die Seitenkanten (*x*) sind überall sehr stark abgenutzt. Hat offenbar als Schlagstein gedient. 1/1.

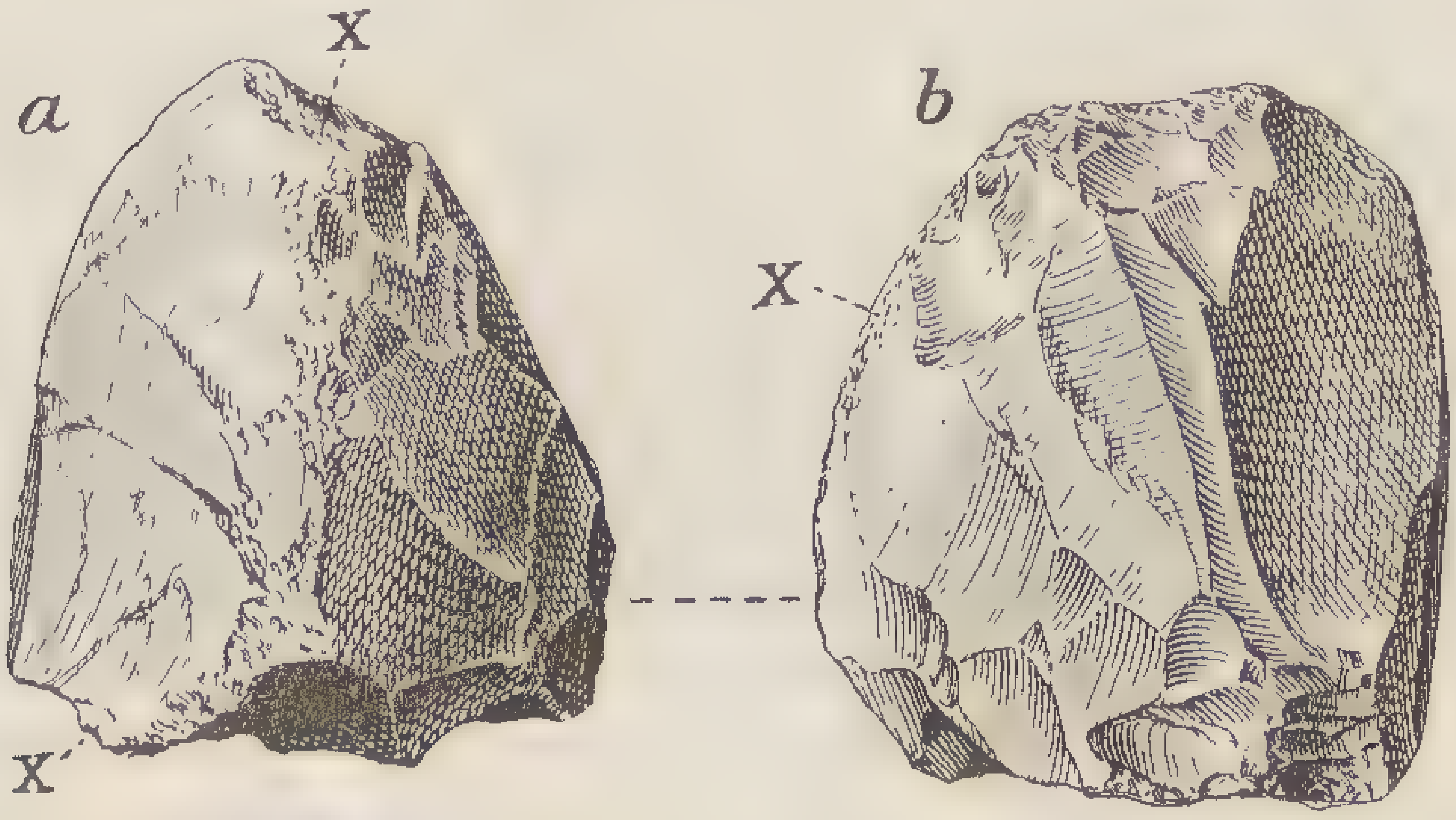


Fig. 48. Kernschaber aus grau und weiss gebändertem Rauracienjaspis. Die Hälfte der Grundkante in ähnlich intensiver Weise abgenutzt wie an Fig. 47. 1/1.

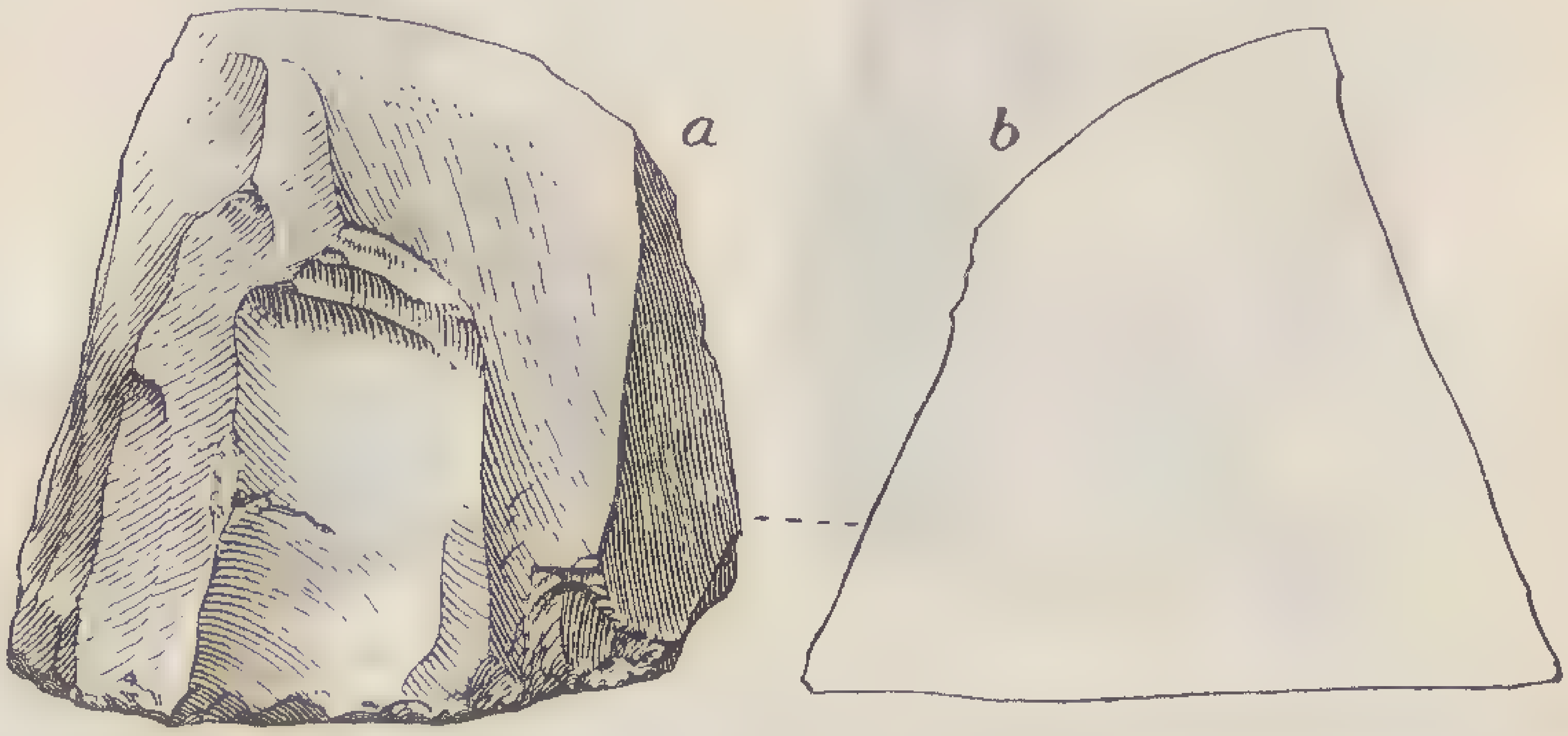


Fig. 49. Hoher Kegelschaber aus grau und weiss gebändertem Rauracienjaspis. *a* von der Seite, *b* im Längsschnitt. Die Grundkante zeigt nur Schlagspuren, aber keine Nutzmarken. Die schwach konkav-konvexe Grundfläche scheint nicht benutzt worden zu sein. 1/1.

eine (Fig. 48) weist ebenfalls sehr stark abgenützte Kanten auf, das zweite (Fig. 49) ist ein hoher Kegelschaber mit Schlagflächen fast an dem ganzen Umfang der Grundfläche; ob er auch als Werkzeug benützt wurde, ist wegen des Mangels deutlicher Nutzmarken zweifelhaft. Das letzte Stück (Fig. 50) verdient besonders hervorgehoben zu werden. Es besteht aus grünem Chalcedon mit gelblicher Verwitterungsrinde. Eckers Bemerkung (S. 10), dass andere Werkzeuge von diesem Material bei Munzingen nicht vorkommen, habe ich auch an den vermehrten Funden bestätigt gefunden; nur ein Scherben aus ähnlichem Materiale hat sich gezeigt. Das dürfte dafür sprechen, dass der Renntierjäger nur ein einziges Stück davon besessen hat, das wohl im Diluvialschotter aufgelesen war, und dass er dieses Stück ausschliesslich zur Herstellung eines Kernschabers benützt hat. An ihm ist nun aber folgendes bemerkenswert. Es besitzt eine verhältnismässig ebene Grundfläche (Fig. 50 *c*), die durch eine die Mitte durchziehende Kante in eine schwach konkave (*b*)

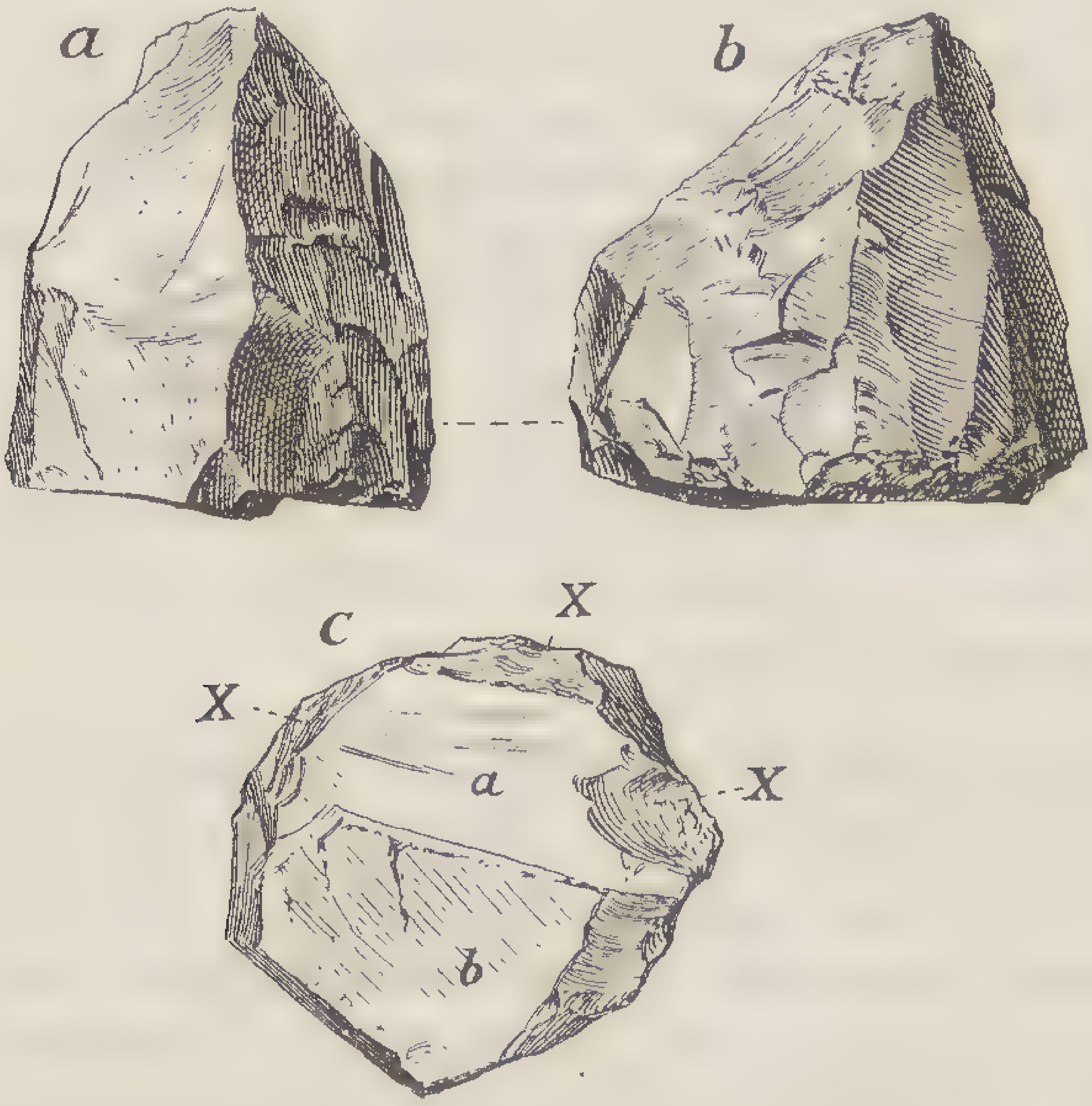


Fig. 50. Kernschaber aus graugrünem Chalcedon mit gelblicher Verwitterungsrinde. Ursprung unbekannt. *a* gegen die schmale, *b* gegen die breite Seite, *c* gegen der Grundfläche gesehen. Die erhabene Hälfte der Grundfläche (*c*—*b*) ist uneben, muschelig und rauh, die tiefer gelegene (*c*—*a*) glatt und eben, mit feinen Streifen bedeckt. Bei *x* nachträgliche Absplitterungen dieser Fläche. $^1/_1$.

und eine sehr ebene und glatte Hälfte (*a*) geschieden wird. Letztere ist über den grössten Teil ihrer Fläche sehr vollkommen geglättet, fast poliert, zudem aber noch mit sehr feinen, annähernd parallelen Kritzen bedeckt, die man nur bei Betrachtung mit der Lupe wahrnimmt; sie laufen der scheidenden Kante fast parallel. Offenbar ist diese Fläche zum Ausrichten von Hautstreifen oder dergleichen benützt und häufig auf solchen polierenden Gegenständen gerieben worden und hat dabei ihre Politur zugleich aber durch staubförmige Sandkörner die Kritzen erhalten. Später ist das Stück, wie es scheint, zum Schlagen oder Schaben harter Gegenstände verwendet worden und dabei sind die Kanten abgenützt und ausgebrochen, wie die drei mit x bezeichneten Stellen beweisen. Es ergibt sich aus dieser Beschaffenheit des Kernschabers, dass er zu verschiedenartigen Verrichtungen gebraucht worden ist, ähnlich wie die gewöhnlichen Schaber, deren abgebrochene Spitze und ausgebrochene Kanten auf ihre Verwendung zugleich als Schab- und Schneid- (oder Bohr-) Instrumente hindeuten.

d) Die Entwicklungsstufe der Steinindustrie.

Die obige Beschreibung und Darstellung aller wichtigen Steinwerkzeuge, die bisher bei Munzingen gefunden sind, lässt keinen Zweifel darüber aufkommen, dass die Steinindustrie genau auf der Höhe der Solutréstufe in der von Hoernes gegebenen Begrenzung steht. Im besonderen lässt sich eine vollständige Uebereinstimmung der Steinkultur mit der der Lössfunde in Niederösterreich, Mähren und Böhmen feststellen. Einerseits fehlt bei Munzingen keiner der hier auftretenden Werkzeugtypen, anderseits enthält die Munzinger Station keinen Typus, der nicht zugleich auch im Osten gefunden wäre. Sehen wir von den indifferenten, durch einfachen Schlag erzeugten Werkzeugen ab, wie sie sich von der Moustier- bis in die Madelaineperiode hinein wesentlich gleichartig fortsetzen, so bleiben folgende als für die Solutréperiode mehr oder minder bezeichnende Typen übrig: 1. die sorgfältig ringsum retouchierten „Solutréspitzen“, die ich oben als Blattspitzen (Fig. 30—41) aufgeführt habe; 2. die „Kerbspitzen“ (pointes à cran) (Fig. 43), von denen allerdings nur ein zerbrochenes aber ganz typisches Stück gefunden ist; 3. die kleinen, messerartigen Pfriemen (Fig. 44, 45) mit feiner Retouche und 4. die Kernschaber von sorgfältiger Zubereitung, wie sie namentlich durch Fig. 50 repräsentiert werden. Diese Typen sind entweder alle oder zum grössten Teil in sämtlichen geologisch gut fixierten Solutréstationen des Jüngeren Löss im Osten vorhanden. Sowohl in der älteren Moustier- als in der jüngeren Madelaineperiode fehlen sie ganz oder sie sind darin weniger typisch vertreten. Eine Gleichstellung der Munzinger Steinkultur mit der Moustierstufe kann überhaupt nicht ernstlich in Frage kommen und ist auch nie versucht worden, dagegen muss ich die Unterschiede von der Madelainestufe genauer hervorheben, da ja neuerdings von Schoetensack der Versuch gemacht worden ist, Munzingen dieser Stufe zuzuweisen.

Soweit ich aus der Literatur und dem mir zugänglichen Vergleichsmaterial ersehen kann, fehlen in den südwestdeutschen und östlichen Madelainestationen die als Solutréspitzen bezeichneten Werkzeuge keineswegs ganz, aber Stücke von sauberer Arbeit sind doch selten, und es tritt dieses Werkzeug unter den Retouchestücken gegen andere, namentlich gegen die kleinen, sorgfältig zugespitzten Bohrer an Menge sehr zurück, während es in den Solutréstationen zusammen mit der Kerbspitze den Höhepunkt der Steinindustrie darstellt. Typische Kerbspitzen scheinen aber in den Madelainestationen ganz zu fehlen; was an kerbspitzenähnlichen Instrumenten z. B. im Kesslerloch[1] gefunden ist, reicht an sauberer Ausführung nicht entfernt an die pointes à cran heran, wie sie so zahlreich in manchen Solutréstationen vorkommen und wie sie bei Munzingen allerdings nur durch ein zerbrochenes Exemplar (Fig. 43) repräsentiert sind. Sehr kleine und dabei doch ausserordentlich sorgfältig retouchierte Pfriemen oder Messerchen, wie sie unsere Fig. 44, 45 darstellen, und wie sie in der Solutréstation von Krems so häufig gefunden sind, kommen zwar in den Madelainestationen vom Schweizerbild und Kesslerloch in ähnlichen Formen vor, sind aber im Schweizerbild mit den kleinen geometrischen Formen vergesellschaftet, die den Solutréstationen fehlen.

Die Kegelschaber endlich fehlen in den Madelainestationen auch keineswegs ganz; allein auch diese Werkzeuge scheinen in dieser Zeit nicht mehr mit der Sorgfalt als Werkzeuge hergerichtet worden zu sein, die an den Kegelschabern der Solutrézeit unverkennbar ist.

Als negative Merkmale der Munzinger Steinindustrie möchte ich hervorheben: 1. das Fehlen retouchierter Bohrer und

---

[1] Nüesch, Das Kesslerloch (N. Denk. d. schw. nat. Ges. **39**, 1904, Taf. 29 Fig. 3, 18, 19, 20).

Doppelbohrer mit feiner, parallelseitiger oder zylindrischer Spitze, wie sie sowohl im Schweizerbild als auch im Kesslerloch so häufig sind; 2. das fast vollständige Fehlen der gedrängten, halbkreisförmigen Nutzbuchten an den Schabern und Messern, die diesen ein sägeartiges Aussehen verleihen. Sie sind nur an einigen wenigen Werkzeugen von Munzingen, so an Fig. 9, 11, 29, 30, 40, und auch an diesen nur vereinzelt und meist unvollkommen ausgebildet zu beobachten; nie stehen sie gehäuft und erwecken den Anschein, als handle es sich um eine Säge, wie das bei so zahlreichen Werkzeugen der Madelaineperiode der Fall ist.

Alle diese Unterschiede in der Form und der Art der Abnützung der Steinwerkzeuge beruhen eben auf der verschieden starken Verwendung beinerner Instrumente zu beiden Zeiten, was auch durch die wenigen Funde von

e) Knochenwerkzeugen

bestätigt wird. Zu den von Ecker und Schoetensack beschriebenen Funden kann ich keine neuen hinzufügen, doch will ich sie hier kurz besprechen und die bemerkenswerten Stücke abbilden, weil ihre bisherige Darstellung ungenügend ist und die Folgerungen, welche Schoetensack aus ihnen gezogen hat, der Kritik nicht standhalten.

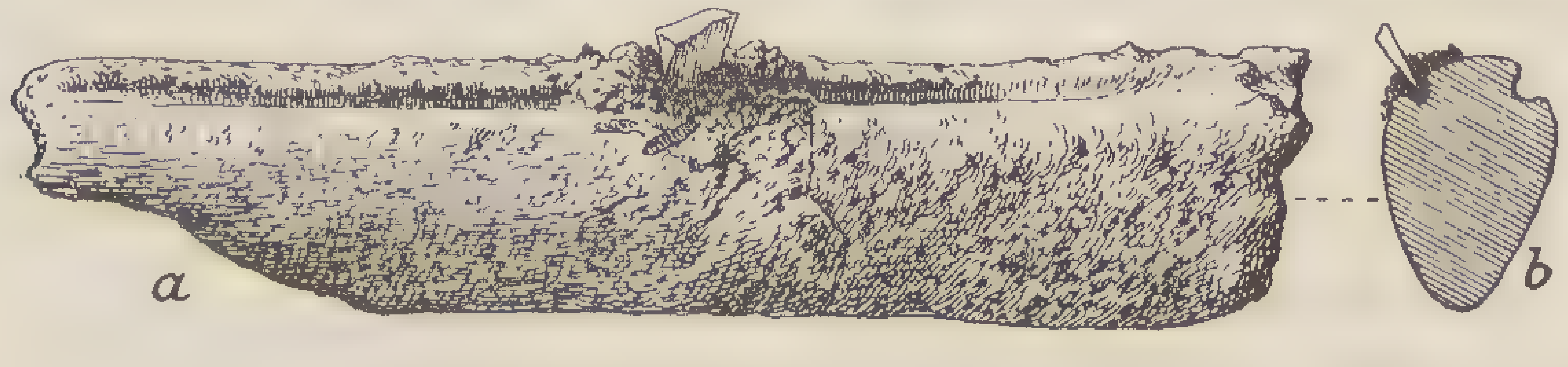


Fig. 51. Bruchstück eines Röhrenknochens vom Renn, mit zwei eingesägten parallelen Rinnen. Das abgebrochene Ende eines Spitzschabers steckt, von Kalkkonkretion umhüllt, in der einen Rinne. $^1/_1$. (Eckers Fig. 2.)

1. Fig. 51 ist das mehrfach erwähnte Stück Renntierknochen, welches zeigt, auf welche Weise mit Hilfe der Spitzschaber „Falzbeine“ ausgearbeitet wurden. Das abgebrochene Ende des Spitzschabers steckt, von Kalkkonkretion festgehalten, noch in der Rinne; den hinderlichen Kalküberzug, der auf Eckers Fig. 2 noch zu sehen ist, habe ich mit Salzsäure entfernt. Die rechte Hälfte des hier abgebildeten Stücks hatte schon Schoetensack unter dem Küblerschen Materiale entdeckt und mit der Ecker allein bekannten Hälfte zusammengefügt.

2. Die von ECKER und SCHOETENSACK erwähnten (bei letzterem in Fig. 3, 6, 9 auf Tafel III stark verkleinert abgebildeten) falzbeinartigen Knochengeräte. Sie sind von sehr einfacher Arbeit, ohne irgendwelche Ornamente, wie solche an ähnlichen Werkzeugen der Madelaineperiode häufig beobachtet werden.

3 u. 4. Das abgebrochene Ende einer durchbohrten Renntierstange (Fig. 53). Dieses Stück hat ECKER samt der daran haftenden Kalkinkrustation in seiner Fig. 3[1] abgebildet mit der Unterschrift „Steinbeilfassung aus Renntiergeweih“. Die Beschreibung dazu lautet: „Das zweite ist das untere Ende eines Renntiergeweihes mit einer eingeschnittenen Spalte (von mir gesperrt!), die offenbar bestimmt war, als Fassung für ein Steinbeil zu dienen.“ SCHOETENSACK hat bemerkt, dass von einer eingeschnittenen Spalte nichts zu sehen sei, dass vielmehr die am Ende befindliche Oeffnung durch den Zerfall der spongiösen Masse entstanden sei. Ich habe das Stück durch Aetzen von der Lösskindelmasse, in welche es zum grossen Teil eingehüllt war, befreit und dadurch hat sich noch evidenter, als SCHOETENSACK es sehen konnte, gezeigt, dass ein solcher Einschnitt am Ende nicht vorhanden ist, dass vielmehr, wie SCHOETENSACK ganz richtig erkannt hat, das ab-

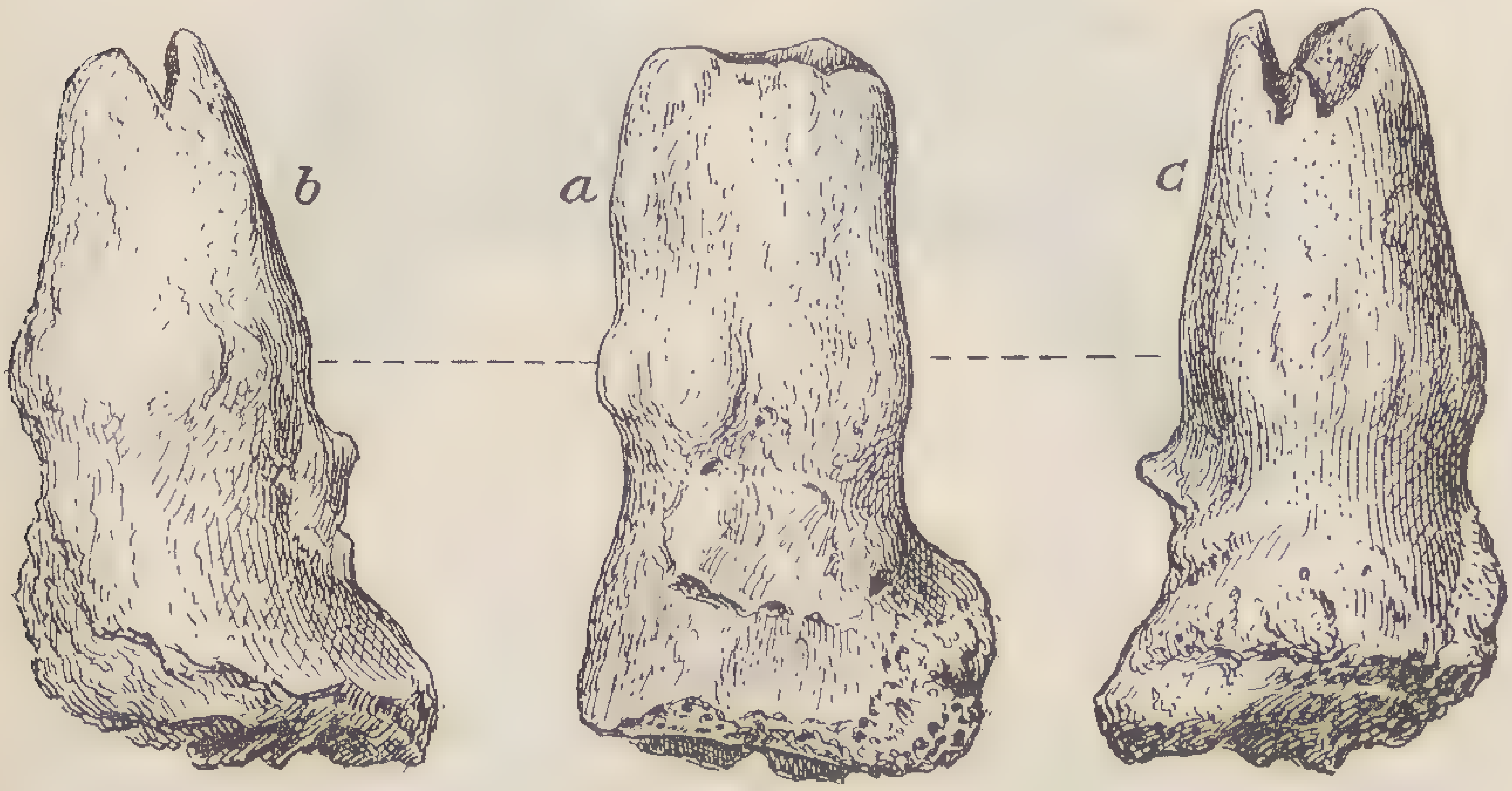


Fig. 52. Unterende der Geweihstange eines jungen Renns. Die Rose noch deutlich erkennbar. *a* gegen die Breitseite, *b*, *c* gegen die Schmalseiten gesehen. Oberes Ende eingesägt, auf der einen Seite (*b*) mit einem, auf der andern (*c*) mit zwei Einschnitten. 1/1.

---

[1] Dort ist das Stück spiegelbildlich wiedergegeben.

gebrochene Ende eines gelochten Beinstabes vorliegt. Durch die Entfernung der Kalkkonkretion ist ganz deutlich das Loch zu Tage getreten, welches mit flach abgeschrägtem Rande (53a) quer durch die Renntierstange gebohrt worden ist. Die Beschreibung ECKERS passt nun aber auf dieses Stück auch insofern nicht, als davon nicht ausgesagt werden kann, es sei das untere Ende eines Renntiergeweihes; es kann vielmehr aus einer beliebigen Stelle des Geweihes herausgeschnitten sein. Dagegen findet sich unter dem Munzinger Material ein anderes Geweihstück, das ECKER schon vorgelegen hat, das von ihm aber nicht abgebildet ist. Auf dieses — unsere Fig. 52 — passt die Beschreibung ECKERS vollständig[1]. Es ist in der Tat das Unterende einer Geweihstange von einem jungen Renntiere; die verbreiterte Basis und die Rose sind daran erhalten. Am oberen, abgestutzten Ende befindet sich ein deutlicher, ziemlich tiefer, kerbartiger Einschnitt in der Richtung des grösseren Durchmessers der Stange. Auf der einen Schmalseite ist der Einschnitt einfach, auf der andern doppelt. Da nun die Beschreibung ECKERS auf dieses Stück, das dem sorgfältigen Beobachter unmöglich hat entgehen können, in jeder Hinsicht passt, so glaube ich, dass ihm bei der Niederschrift seiner Mitteilung ein Versehen passiert ist, indem ihm bei der Beschreibung dieses nicht abgebildete Stück vor-

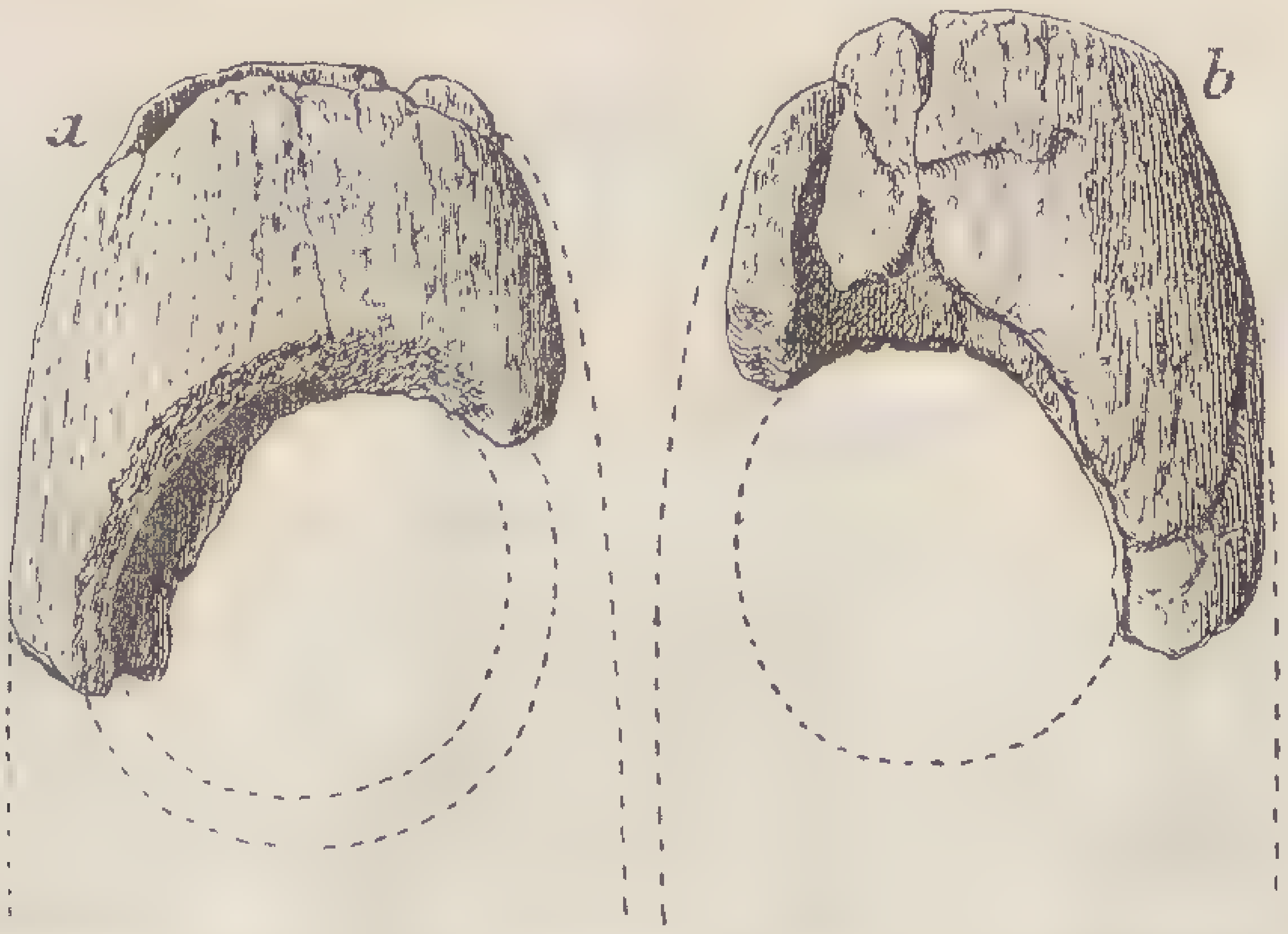


Fig. 53. Abgebrochenes Ende eines durchbohrten Stückes Renntiergeweih (sog. „Kommandostab“) von den beiden Breitseiten. Die punktierten Linien ergänzen die ursprüngliche Form. (ECKERS Fig. 3, SCHOETENSACKS Fig. 5.) $^1/_1$.

---

[1] Von SCHOETENSACK auf Taf. III Fig. 16 kaum kenntlich abgebildet.

lag, er als Illustration aber jenes andere Stück beifügte. Beide Stücke scheint ECKER aber für Beil- oder Meisselfassungen gehalten zu haben.

Dem durchbohrten Geweihstück (Fig. 53) hat nun SCHOETENSACK eine besondere Bedeutung zugesprochen. Er erklärt es für das „Schlussstück eines durchbohrten Zierstabes, wie er fast in keiner Niederlassung des paläolithischen Renntierjägers fehlt“, wobei unter letzterem Ausdruck die Funde der Madelainezeit verstanden werden. Auf Grund dieser Uebereinstimmung plaidiert er dafür, die Station Munzingen mit den Madelainestationen der Gegend von Schaffhausen zu parallelisieren und sagt: „Je nachdem man das Alter des Jüngeren Löss am Tuniberg ansetzt, wird man auch die paläolithischen Fundstätten bei Schaffhausen zu bestimmen haben.“ Ich habe mich früher aus faunistischen und stratigraphischen Gründen ebenfalls für eine zeitliche Gleichstellung der Schaffhausener Fundstätten mit den Lössfunden ausgesprochen. Nachdem nun aber die Diluvialbildungen der Umgegend von Schaffhausen eingehend untersucht worden sind und unzweifelhaft dargetan ist, dass die reiche Diluvialfauna dort noch in postglazialer Zeit mit dem paläolithischen Menschen zusammengelebt hat, dass anderseits die Lage der paläolithischen Stationen sicherlich postglazial im Sinne des Maximums der letzten (Würm-)Vereisung ist, kann von einer solchen Gleichstellung auf Grund faunistischer und stratigraphischer Momente keine Rede mehr sein. Sehen wir nun zu, ob jener Geweihfund dennoch dieser Gleichstellung das Wort redet.

Vor allem ist es unzulässig, das Stangenfragment für das Ende eines Zierstabes (oder sog. Kommandostabes) zu erklären. Das zugehörige Geweihstück kennen wir gar nicht und von Verzierungen ist an dem Bruchstück ebensowenig etwas zu bemerken, wie an den übrigen Geweih- und Knochenstücken von Munzingen. Es ist nicht mehr und nicht weniger, als das abgebrochene Ende einer durchbohrten Geweihstange, von der wir nicht wissen, wie sie im übrigen gearbeitet war, ob sie mehrere Löcher besass, ob sie dolchförmig zugespitzt war oder nicht. Einfach durchbohrte Knochen- und Geweihstäbe können aber bekanntlich nicht als bezeichnend für die Madelainestufe angesprochen werden, da sie hier und dort schon in typischen Solutréstationen vorkommen. So beschreibt Križ[1] drei solche Stücke von Predmost und deutet sie als Schleudergriffe. Auch grosse Nadeln mit grobem Oehr kommen dort vor. Zahlreiche andere Funde des Ostens und Westens bestätigen die Tatsache, dass der Mensch der Solutrézeit in der Bearbeitung von Knochen und Geweih schon eine bemerkenswerte Fertigkeit besass, wenn auch die Zahl der Knochengeräte noch verhältnismässig gering gewesen ist, so dass manche typische Solutréstationen wie Krems so gut wie nichts davon geliefert haben. Hiernach erscheint es mir aber ganz und gar unzulässig zu sein, jenem Bruchstück einer durchbohrten Stange eine andere Bedeutung beizumessen als die, dass es der Solutré- oder der Madelainestufe angehört. Denn in der letzteren kommen bekanntlich neben den mehrlöcherigen, meist verzierten „Kommandostäben" häufig noch einfach durchbohrte Geweihstücke vor, wie in der älteren Stufe; die mehrlochigen „Kommandostäbe" scheinen aber auf die Madelainestufe beschränkt zu sein.

---

[1] Kříž, Beiträge zur Kenntnis der Quartärzeit in Mähren, Steinitz 1903, S. 230.

Ueber die Verwendung, welche die durchbohrten Geweihstangen beim Paläolithiker gefunden haben, bestehen bekanntlich sehr verschiedene Ansichten. Sie einfach für Fibeln zu erklären, wie SCHOETENSACK das unternimmt, ist doch nicht gut angängig. Denn solch grosse und plumpe Knochenstücke, wie sie bei Predmost gefunden sind[1], hat sich der Paläolithiker schwerlich auf der Brust herumpendeln lassen, und die Deutung als Schleudergriffe würde hier eher zutreffen können. Die mächtigen Stücke, welche GIROD und MASSÉNAT aus der Madelainestation Laugerie-Basse beschreiben[2] und als Zeltpflöcke deuten, dürften diesem oder einem ähnlichen Zwecke ebenfalls eher gedient haben denn als Mantelhalter, und das gleiche gilt von den dolchförmig zugespitzten Stücken. Der fragmentäre Erhaltungszustand des Munzinger Stückes verbietet aber jede Mutmassung über dessen etwaige Verwendung.

Ueber die Bedeutung des zweiten Stückes (Fig. 52) lässt sich ebensowenig etwas Bestimmtes aussagen. Da der Einschnitt scharf und auch ziemlich tief erscheint, wenn man sich die fortgebrochenen Seitenwände ergänzt, so liegt der Gedanke an eine Meissel- oder Schaberfassung wohl nahe genug. Unter den gefundenen Steininstrumenten befindet sich zwar keines, das in die Kerbe gut passen würde; das beweist aber natürlich nichts gegen die Deutung als Fassung. Dafür spricht aber der Umstand, dass dieses Unterende der Stange mit seiner verbreiterten Basis ausserordentlich bequem in der Hand liegt und eine sehr sichere Führung gestattet.

---

[1] Kříž, Beiträge zur Kenntnis der Quartärzeit in Mähren, Steinitz 1903, S. 225.

[2] Les stations de l'âge du renne dans les vallées de la Vezère et de la Corrèze, Laugerie-Basse. 1900, 82, t. 93, 94.

Wenn auch die Knochen- und Geweihindustrie in der Munzinger Station nur ganz spärlich vertreten ist, so hilft sie doch mit, die Kulturstufe sicher zu bestimmen. In positiver Weise insofern, als alle gefundenen Stücke von sehr einfacher Arbeit sind, wie sie derartigen Werkzeugen aus der Solutréperiode zumeist eigen ist, in negativer Weise insofern, als keine Spur der hochentwickelten Beinindustrie der Madelaineperiode beobachtet wird. Wenn man bedenkt, wie ausserordentlich häufig die feingearbeiteten Knochennadeln, Ahle, Pfriemen, Speerspitzen, Harpunen usw. in südwestdeutschen und anderen Madelainestationen vorkommen, sowie dass auch verzierte Knochenarbeiten überall auftreten, kann man das vollständige Fehlen aller derartigen Erzeugnisse bei Munzingen nur als Hinweis auf ein erheblich höheres Alter dieser Station deuten. Der Paläolithiker der Lösszeit hat zwar, wie die Funde von Predmost beweisen, schon Knocheninstrumente und -waffen verschiedener Art herzustellen verstanden, es sind aber doch mit wenigen Ausnahmen nur grobe und plumpe Erzeugnisse im Vergleich zu den entsprechenden Werkzeugen der Madelainezeit; weder eine Harpune noch eine feine Knochennadel ist darunter. Diesem unentwickelten Zustande der Beinindustrie entspricht auch die Entwicklungsstufe der Steinindustrie in den Lössstationen; ihr fehlen die kleinen, gut gespitzten Bohrer und die sägeförmig abgenützten Schaber, deren Vorkommen mit der Bearbeitung von Knochennadeln, Harpunen u. dgl. Hand in Hand geht, und die in allen reicheren Stationen der Madelainezeit, am Nordrande der Alpen wie in Frankreich, meist sogar häufig auftreten.

4. Zusammenfassung.

Untersuchung und Vergleich der bei Munzingen gemachten Funde haben in jeder Weise die Altersbestimmung dieser Station bestätigt, zu welcher ich auf Grund der geologischen Verhältnisse geführt wurde. Es ist eine mitten im Jüngeren Löss, und zwar an der Grenze der geschwemmten älteren und der rein äolischen jüngeren Abteilung gelegene Station, deren Kulturstufe in jeder Beziehung mit derjenigen der östlichen Lössvorkommnisse übereinstimmt, die von Hoernes seiner Solutréperiode zugewiesen werden. Während so geologische und archäologische Methoden zu einem völlig klaren und harmonischen Ergebnisse führen, widerspricht der faunistische Charakter des Munzinger Fundes, der eine reine Renntierzeit anzeigt, der landläufigen Vorstellung, nach der die reinen Renntierstationen sämtlich der Postglazialzeit angehören. Welcher Methode der Altersbestimmung bei diesem Widerstreite der Vorzug einzuräumen ist, kann nicht zweifelhaft sein. Die geologische Methode liefert eine unumstösslich sichere Grundlage, die archäologische insofern ebenfalls, als sich immer deutlicher erweist, dass der Entwicklungsgang der paläolithischen Industrie in Mitteleuropa von der Moustier- durch die Solutréperiode hindurch bis ins Magdalénien einheitlich gewesen ist und dabei eine allmähliche und gesetzmässige Ablösung der Stein- durch die Beinindustrie stattgefunden hat. Von der Chelles-Moustierperiode an sehen wir die Herstellung der Steinwerkzeuge sich immer mehr vervollkommnen und in den Kerbspitzen und Lorbeerblattspitzen der Solutré-Stufe ihre höchste Entwicklung erreichen. Nebenher gewinnt etwa seit dem Ende der Moustierperiode die Beinindustrie Boden. Anfangs nur durch wenige und plumpe Geräte repräsentiert, verfeinert sie sich mehr und mehr, um schliesslich zur Madelaineperiode ganz über die Steinindustrie zu überwiegen. Letztere ist schliesslich fast gar nicht mehr Selbstzweck, sondern die Steingeräte, wenigstens die feineren, werden wesentlich nur noch zur Herstellung knöcherner Geräte und Waffen und ihrer Verzierungen verfertigt. Haben wir es bei diesem Wechsel der Industrie, wie es durch jeden neuen Fund wahrscheinlicher wird, mit einem ununterbrochenen Vorgange zu tun, so verstehen sich zwei Erscheinungen von selbst, einmal, dass es scharfe Grenzen zwischen den einzelnen Phasen dieser Entwicklung grundsätzlich nicht geben kann, sowenig wie in der Entwicklung organischer Reihen im Laufe der Zeit, und weiterhin, dass jedes Werkzeug und jede Waffe in einer früheren Zeit zuerst in einfachster, später in vollendeter Form erschienen ist, weshalb man sich hüten muss, das Alter einer Kulturschicht auf einzelne Werkzeuge hin zu begründen. Massgebend für die Altersbestimmung muss vielmehr das gegenseitige Verhältnis der Stein- zur Beinindustrie sein. Legen wir diesen Massstab für die Beurteilung der Munzinger Station zu Grunde, so ergibt sich ein weiter zeitlicher Abstand zwischen ihr und allen postglazialen Kulturen der Madelainestufe in Mitteleuropa. Wie es scheint, fehlen in Mitteleuropa die Bindeglieder zwischen diesen beiden Stufen und darum erscheint hier die Eingliederung der paläolithischen Funde in die Stufen der Solutré- und Madelaineperiode überall leicht durchführbar; HOERNES führt diese Erscheinung mit Recht auf die Unterbrechung der Besiedelung infolge des ungünstigeren Klimas zurück. Mit Recht hat aber schon PENCK[1] betont, dass die hangende Schicht von Solutré mit ihrer hoch entwickelten Steinindustrie und fortgeschrittenen Beinindustrie ein solches Bindeglied darzustellen scheint, das jedenfalls jünger als die Lössfunde, aber älter als alle typischen Madelainefunde und daher entweder in die Zeit des Heranrückens der letzten Vergletscherung oder in die letzte Eiszeit selbst zu versetzen ist. Munzingen gehört aber der älteren oder richtiger der mittleren Solutréperiode an, wie manche der östlichen Lössstationen, und da sie die jüngste aller bisher bekannten Kulturschichten aus dem Löss ist, so kann sie nicht, wie ich eingangs schon bemerkte, zur Stütze der Behauptung verwendet werden, dass die Lössbildung noch während des Herannahens der Würmvergletscherung fortgedauert habe.

Die archäologischen Funde haben, wie PENCK schon hervorgehoben hat, trotz ihrer Seltenheit als brauchbare „Leitfossilien“ für die Bestimmung der jüngeren Diluvialbildungen zu gelten; jedenfalls lassen sie sich besser verwenden als die grossen Säuger und die Mollusken, die mit den klimatischen Wechseln hin- und hergeflutet sind, ohne sich dabei in erkennbarem Masse zu verändern. So ermöglicht denn auch die Kulturstufe der Munzinger Station, das Alter des Jüngeren Löss im Verhältnis zur letzten (Würm-) Vergletscherung und zur Postwürmzeit genauer festzustellen, als das mit Hilfe der sonstigen organischen Einschlüsse geschehen kann die uns dabei im Stich lassen. Das Alter des Jüngeren Löss im Oberrheingebiete ist auch heute noch strittig. In Uebereinstimmung mit DU PASQUIER, GUTZWILLER und BRÜCKNER habe ich ihn für älter als die letzte Vergletscherung erklärt, von anderer Seite wird er für postglazial in Bezug auf die letzte Eiszeit gehalten. Wäre die letztere Deutung richtig, so müssten wir im Löss die gleiche Kulturstufe des Magdalénien erwarten, wie sie in den postglazialen Stationen der Gegend von Schaffhausen, von Schussenried, Istein usw. gefunden wird. Dass das nicht zutrifft, glaube ich überzeugend dargetan zu haben, und damit ist auch meine frühere Auffassung von der Gleichzeitigkeit des Schweizerbildes mit Munzingen verbessert und richtiggestellt.

---

[1] PENCK, Die alpinen Eiszeitbildungen und der prähistorische Mensch (Archiv für Anthrop., N. F. 1, 78, 1903). — PENCK und BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter Lief. 7, 1905, S. 711—716.

Die Zahl der paläolithischen Funde im Oberrheingebiet ist bisher nur gering; Munzingen stellt die einzige reichere Station dar und diese fällt, wie wir gesehen haben, in eine Phase der letzten Interglazialzeit, aus welcher wir sonst in Mitteleuropa kaum einen prähistorischen Fund mit Sicherheit kennen. Die sonst bekannten Lössstationen im Oberrheingebiet sind älter, die Madelaine- und Tourassestationen jünger und postglazial. Wie SCHUMACHER[1] für das Elsass hat nachweisen können, gehören die dortigen Lössfunde den tieferen Lagen des Jüngeren Löss an und sind archäologisch der Moustierstufe zuzuweisen. Auffallend ist die Armut postglazialer Stationen im Oberrheingebiet, namentlich im Vergleich zu dem Reichtum der Gegend von Schaffhausen. Die Höhlenfunde des Isteiner Klotzes, deren Inhalt MIEG und STEHLIN[2] beschrieben haben, gehören, wie es scheint, eher dem Tourassien als dem Magdalénien an[3], denn es fehlen alle diluvialen Tiere, auch das Renn, es fehlen ebenso alle vollkommeneren Steinwerkzeuge, alle Skulpturen; nur Knochenspitzen und halbflache Harpunen aus Hirschhorn sind gefunden. Hirsch und eine dem sibirischen Capreolus pygargus nahestehende Varietät des Rehs dominieren; aber weder Ziege noch Schaf haben sich gezeigt. Alle diese Merkmale weisen auf eine jüngere Zeit hin, als die bekannten Magdalénienstationen von Schaffhausen. Man muss aus dem Fehlen von Schaf und Ziege bei Istein aber auch schliessen, dass die graue Kulturschicht vom Schweizerbild und die Funde vom Dachsenbühl etwas jünger sind als die Isteiner Höhlenfunde. Echt neolithische Kulturelemente sind aber allen diesen Vorkommnissen fremd.

Die wichtigsten paläolithischen Funde des Oberrheingebietes verteilen sich demnach auf das jüngere Diluvium in folgender Weise:

---

[1] SCHUMACHER, Ueber das erste Auftreten des Menschen im Elsass (Mitt. der Philomath. Ges. in Elsass-Lothringen 5, 1897, 3. Heft, S. 83—117. Dort ist auch die sonstige Literatur über das Elsass angegeben.

[2] MIEG, Note sur une station de l'Epoque paléolithique découverte à Istein (Grand-Duché de Bade), Bull. Soc. d. sciences d. Nancy 1901. — MIEG et STEHLIN, Sur l'âge et la faune de la station préhistorique d'Istein (ebd. 1904).

[3] SCHOETENSACK hat die Isteiner Funde mit den Madelainestationen von Schaffhausen und mit der Solutré-Station Munzingen in das Magdalénien versetzt, offenbar ohne von der Mitteilung MIEGS Kenntnis zu besitzen. Die halbflache Hirschhornharpune im Besitze des geologischen Instituts der Universität Freiburg ist von ihm abgebildet.

Geologische Zeitabschnitte	Prähistorische Stationen	Grosse Säuger	Kulturstufen
Postglazialzeit	Schweizerbild (grau)	Hirsch, Reh, Schaf, Ziege	Tourassestufe
	Isteiner Klotz	Hirsch, Reh Renn, Hirsch, Reh	
	Kesslerloch (?)	Mammut, Pferd, Renn, Urstier	Madelainestufe
	Schweizerbild (gelb) (?)	Renn, Pferd, (Mammut)	
Letzte Eiszeit (Würm)	? Solutré (oben)	Renn, Mammut, Pferd, Urstier	
Letzte Interglazialzeit: Jüngerer Löss	Munzingen	Renn	Solutréstufe
	Egisheim	Mammut, Pferd,	
	Solutré (unten)	Renn	
(Rekurrenzzone)	Achenheim, Vöklinshofen	Pferd, Mammut, Nashorn, Urstier, Renn etc.	Moustierstufe
Vorletzte Eiszeit (Riss)			

Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe.

Von

Walther Schiller.

Mit 2 Tafeln und 13 Zeichnungen im Texte.

Inhaltsübersicht: I. Litteratur. — II. Einleitung. — III. Schichtenfolge. — IV. Tektonik. 1. Grundzüge des Gebirgsbaues. 2. Einzelbeschreibung. A. Landesgrenze Martinsbruck—Piz Lad—Seslat. — B. St. Nicla—Val Torta—Piz Russenna. C. Plattamala—Lavinèr—Piz Ayüz. D. Remüs—Val d'Assa—Nockenköpfe und Plattas. a) Val Dascharina. b) Weg von Val d'Assa zur Alphütte Madals. c) Fontana Chistaina—S-chaletta—Innerer Nockenkopf. d) Fuschna—Plattas. E. Nordwestabhang des Piz S-chalambert dadora. a) Clissura. b) Val Tramblai. c) Untere Val Glatschèra. — V. Zusammenfassung der Ergebnisse.

I. Litteratur.

1860. **Theobald,** Unterengadin. Geognostische Skizze. Neue Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. Zürich. Bd. XVII. Mit geol. Karte 1 : 100 000.

1864. **Theobald,** Geologische Beschreibung von Graubünden. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. II. Lief. Bern. Darin enthalten: Geologische Karte der Schweiz, Blatt XV: Davos—Martinsbruck 1 : 100 000.

1870. **Zittel,** Die Fauna der älteren Cephalopoden führenden Tithonbildungen. Paläontolog. Mitteil. 1868—1884. Palaeontographica. Supplem. 1. u. 2. Abt. Kassel.

1871. **Stache,** Aus der nördlichen Schieferzone des Zentralstockes der Zillertaler Alpen. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien S. 217.

1872. **Stache,** Ueber die als „Lias" gedeuteten Kalke und Kalkschiefer südlich von Landek, im Oberinntal. Ebd. S. 253.

1873. **Mojsisovics,** Geologische Uebersichtskarte des Grenzgebietes zwischen Ost- und Westalpen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien Bd. XXIII Heft 2.

1873. **Stache,** Notizen aus den Tiroler Zentralalpen. Augengneiss im Fendertal, neues Granitvorkommen im Ortlergebiet. Die Lias-(?)Kalkschichten bei Finstermünz. Verh. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt Wien S. 221.

1875. **Koch,** Geologische Mitteilungen aus der Oetztalergruppe, Pitztal, Kaunsertal. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien Bd. XXV S. 247.

1875. **Koch,** Geologische Mitteilungen aus dem vorjährigen Aufnahmsgebiet in der Oetztalergruppe. Vorlage des Pitz- und Kaunsertales. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien S. 123.

1876. **Ziegler,** Ueber das Verhältnis der Topographie zur Geologie. Zürich. Darin: Theobalds Geologische Karte der Schweiz, Blatt XV. 1 : 150 000.

1877. **Stache** und **John,** Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Nr. 1. Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe in Westtirol. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien Bd. XXVII S. 143.

1877. **Supan,** Studien über die Talbildungen des östlichen Graubündens und der Tiroler Zentralalpen. Als Beiträge zu einer Morphologie der genannten Gebiete. Mitteil. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien.

1886. **Philippson,** Studien über Wasserscheiden. Leipzig.

1887. **Gümbel,** Geologisches aus Westtirol und Unterengadin. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien S. 291.

1888 (ersch. 1889). **Gümbel,** Geologisches aus dem Engadin. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, 31. Jahrg.

1898. **Siegfried-Atlas,** Blatt 421 (Exkursionskarte des Schweizer Alpenklubs pro 1898: Silvretta—Muttler—Lischanna).

1898. **Imhof,** S. A. C. Itinerarium für die Silvretta- und Ofenpassgruppe oder die Gebirge des Unterengadins. Bern.

1900. **Müllner,** Die Seen am Reschen-Scheideck. Eine limnologische Studie. Geograph. Abhandl. Bd. VII Heft 1, Wien.

1904. **Schiller,** Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XIV S. 107. Freiburg i. B. Darin: Geologische Karte der Lischannagruppe 1 : 50 000.

1904. **Termier,** Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. Extrait du Bull. de la soc. Géol. de France, 4e série, tome III, page 711, année 1903. Paris.

1904. **Paulcke,** Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XIV S. 257. Freiburg i. B.

1904. **Termier,** Nouvelles observations géologiques sur les nappes de la région du Brenner. Sur les nappes de la région de l'Ortler. Sur la fenêtre de la Basse Engadine. Sur la continuité des phénomènes tectoniques entre l'Ortler et les Hohe Tauern. Sur la structure générale des Alpes du Tyrol à l'ouest de la voie ferrée du Brenner. Comptes rendus des séances de l'académie des sciences. Paris (10. Okt. bis 7. Nov.).

1905. **Steinmann,** Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XVI S. 18—67. Sept. Freiburg i. B.

II. Einleitung.

Vorliegende kleine Schrift ist die Fortsetzung zur *„Lischannagruppe“*. Nur äussere Umstände, vor allem der Mangel an Zeit, haben mich gezwungen, die behandelten Gebiete zu zerreissen.

Der von mir kartierte Abschnitt bildet ein gleichschenkliges Dreieck, das im Nordwesten ungefähr durch den *Inn* (zwischen *Martinsbruck* und *Remüs*) umsäumt wird, im Südwesten durch den *Piz S-chalambert* und im Osten durch den Kamm, auf dem die Grenze *Schweiz-Tirol* verläuft. Ein Blick auf die topographische sowohl als auch geologische Karte lehrt, dass man drei Streifen unterscheiden kann, die sich, mit dem *Inn* gleichlaufend, durch den untersuchten Zipfel der Länge nach hinziehen (von Nordosten nach Südwesten). Die untere Zone zu beiden Seiten des *Inn* ist vorwiegend aus Gneiss und Granit (auch Serpentin und grauen, kalkigen Bündner Schiefern) zusammengesetzt. Kennzeichnend sind dichter Nadelholzbestand, gerundete Bergformen, aus denen verhältnismässig wenige, wenn auch zuweilen ungeheure Felswände herausstarren. Der mittlere, sich nach Südwesten verbreiternde Streif, aus Triasdolomit und Jurakalk bestehend, enthält auf der ganzen Linie fast kahle, graue Wände, deren wüste Geröllhalden häufig das Anstehende ganz verdecken. *Piz Lad* (2811,4 m), mit Ausnahme des *S-chalambert* der höchste Gipfel der ganzen *Ladgruppe, Piz Ayüz* (2754), *Mot Spadla bella* (2498), endlich *Piz S-chalambert dadora* (2681) und *dadaint* (3034) sind die bemerkenswertesten Erhebungen. Die obere Zone *(Gneiss* und *Hornblendeschiefer)* ist eine sanft gewellte, grasbedeckte Hochfläche *(Munt Russenna)*; auf ihr läuft die Wasserscheide, zugleich Landesgrenze, entlang, die im *Piz Russenna* (2806), auch *Jochbodenkopf* genannt, im *Aeusseren Nockenkopfe* (2774) und *Inneren Nockenkopfe* (2770) ihre grössten Höhen erreicht. Grössere Taleinschnitte sind *Val Torta* und *Val d'Assa (Val Dascharina, S-chaletta)*; sie durchschneiden alle drei Zonen senkrecht und laufen von ihrem oberen Ende bis zur Sohle des *Inn* 1800 m tief hinab (grösste Höhe 2850 m, kleinste 1050 m).

Touristisch wird die Gegend noch viel weniger als die *Lischannagruppe* besucht, obwohl sie reich ist an entzückenden und an grossartigen Landschaftsbildern. Tagelang kann man dort herumsteigen, kaum dass man einen Hirten oder Gemsjäger trifft. Höchstens wird ganz selten der *P. Lad* entweder von *Reschen* oder *Strada* aus begangen; oder es versteigt sich jemand in die *Val d'Assa,* um die *Fontana Chistaina* aufzusuchen, eine Quelle, die immer als eine Merkwürdigkeit hingestellt wird, weil sie aus einem Felsenloche herausstürzt und intermittieren soll, was indes noch nicht beobachtet ist, soviel ich weiss. Es ist sogar vorgekommen, dass jemand auf den *Piz S-chalambert* gestiegen ist.

Die einzigen Geologen, die, wie aus dem Litteraturverzeichnis ersichtlich, einige Beobachtungen über jene Gegenden hinterlassen haben, sind Theobald und Gümbel. Beide haben eigentlich nur die untere *Val Torta,* die *Val d'Assa* und deren Seitenarme *Val Dascharina* und *S-chaletta,* ferner den Südabhang des *Piz Lad* flüchtig abgestreift, ohne die grossartigen Ueberschiebungen gebührend zu würdigen. Neuerdings sind Tarnuzzer und Grubenmann dort tätig, doch haben sie ihre Arbeiten noch nicht veröffentlicht.

Die Aufnahmen im Felde habe ich im August und September des Jahres 1903 gemacht. Passende Ausgangspunkte für die Streifzüge waren *Reschen,* *Martinsbruck, Strada, Remüs* und die Alp *Madals* (oberhalb *Val d'Assa*). Als Standquartier war *Schuls* am geeignetsten.

Ausgearbeitet sind die Ergebnisse im Winter 1903/04 in *Schlettstadt i. E.* und Winter 1904 in *Freiburg i. Br.* Die gemachten Sammlungen liegen im Geologischen Institute der dortigen Universität. Für Unterstützung mit Rat und Tat bin ich abermals meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor STEINMANN, zu herzlichstem Danke verpflichtet. Herr Professor GRUBENMANN in *Zürich* war so liebenswürdig, die wichtigsten Eruptiva genauer zu untersuchen. Die Drucklegung der Arbeit hat wieder die NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT zu *Freiburg i. B.* bereitwillig übernommen. Dem EIDG. TOPOGRAPHISCHEN BUREAU in *Bern* danke ich die Erlaubnis, die in Frage kommenden Blätter des Siegfriedatlasses als Grundlage der geologischen Karte zu reproduzieren.

Profile und Skizzen sind von Herrn SCHILLING ausgeführt nach photographischen Aufnahmen und Zeichnungen des Verfassers. Die kolorierte Karte hat die Firma GIESECKE & DEVRIENT, *Leipzig,* die Zinkos KARL EBNER in *Stuttgart* angefertigt.

III. Schichtenfolge.

1. Grundgebirge.

Granit, Eruptivgneiss, Sedimentärgneiss, Hornblendegneiss, Glimmerschiefer.

Wie im *Lischannagebiete* haben auch hier die Granitmassen, die verschiedenen Arten von Gneiss und Glimmerschiefer den Hauptanteil am Aufbau des Grundgebirges. Die untere und obere Zone unseres Gebietes, von denen schon in der Einleitung die Rede war, sind beinahe ausschliesslich aus Gneiss zusammengesetzt. Oefters enthält er Granaten und ist mit gelbgrünen Ueberzügen von Epidot auf den Kluftflächen bekleidet, so zwischen *Grubenjoch* und *P. 2743*, zwischen *Piz Russenna* und dem *Aeusseren Nockenkopfe,* an der *Aeusseren Scharte* und südlich von ihr.

Granit findet sich als mächtiger Felsenklotz an der *Plattamala*[1] ostnordöstlich von *Remüs* (grünes, dem Juliergranit ähnliches Gestein, auf der Westseite mehr grau), ferner in der unteren *Val Torta* und als grauer Augengranit am Wege *Raschvella—Prümaran* bis zur Höhe von 1400 m und etwas darüber.

Hornblendegneiss und -schiefer (ausser etwas Feldspat fast nur grünschwarze Hornblende), Granatamphibolit (mit Epidot-Ueberzügen auf Klüften) sind in der *Val Tramblai,* unteren *Val d'Assa* und *Dascharina,* besonders aber am *Munt Russenna* sehr häufig. Strahlsteinschiefer fand ich als Geröll am *Munt Rus-*

---

[1] Ueber seine petrographische Beschaffenheit s. STACHE und JOHN 1877, S. 189—190.

senna an der Gneissüberschiebungsgrenze im Bacharme, der zwischen „*s*“ und „*e*“ von *Munt Russenna* gezeichnet ist *(S-chaletta)*, ferner anstehend am Grate nördlich des *Piz Russenna.*

Diabas.

Südöstlich der Gruppe des *Piz Lad* und des *Lischanna* inmitten der überschobenen Gneissdecke, die zum kristallinen Grundgebirge der *Oetzthaler Alpen*, im besonderen zum *Zwölferspitz*-Gebiete gehört, finden sich Quarzporphyre und Gesteine der Diabasfamilie, die von STACHE und JOHN[1] ausführlich beschrieben worden sind. Soweit sie in den Rahmen meiner Untersuchungen hereinfielen, habe ich sie berücksichtigt. Da ich mich jedoch naturgemäss überhaupt mit kristallinen Gesteinen nur nebenbei beschäftigen konnte, so machen meine Angaben in der Beziehung keinen Anspruch auf grosse Genauigkeit. So ist es auch gekommen, dass ich anfänglich die Arbeit von STACHE und JOHN nicht genügend gewürdigt und mir[2] leider die Entdeckung der Quarzporphyre etc. auf dem *Rasassergrate* zugeschrieben habe. Tatsächlich hat STACHE schon lange vorher in der genannten Abhandlung einen Teil der Vorkommnisse beschrieben. Er erwähnt (a. a. O. S. 212) Proterobase und Aphanite im hinteren *Schlinigtale* des *Rasassrückens*, der *Fallungspitze* und des *Griankopfes*, ferner der *Val Porta*[3] *(Torta)* am *Piz Lad*, Quarzporphyr vom *Griankopfe*. Er[4] hält nach den guten Aufschlüssen im *Zwölferspitz*gebiete alle diese Effusiva, die im Gneiss, Glimmer- und Hornblendeschiefer auftreten, für mit ihnen ziemlich gleichaltrige Lagerströme (nicht für spätere intrusive Gänge), während doch für andere Gegenden das ältere Rotliegende als Zeit der Ausbrüche angenommen wird. Er sucht seine Behauptung durch die anscheinend konkordante Einlagerung im Gneiss usw. zu begründen.

Nur mit der Ansicht[5], dass das Porphyrvorkommen am *Lischanna (Cornet)* in ein höheres geologisches Niveau gehöre, bin ich nicht einverstanden. Die Ergussgesteine befinden sich dort ebenfalls im Gneiss; und da sie samt ihm den Rest einer überschobenen Decke darstellen, die mit dem Kristallinen des *Rasassergrates* zusammenhing, so ist kein Grund einzusehen, weshalb sie nicht genau dasselbe Alter wie die übrigen Effusiva haben sollten, sei es permisch oder bedeutend höher.

---

[1] 1877 S. 196 und 202ff. [2] 1904 S. 8, 73. [3] Als Gerölle.

[4] STACHE und JOHN 1877, S. 205, 209, 210, 242.

[5] Ebd. S. 241.

Ich will nun seine für uns wichtigen Schlussergebnisse anführen[1]:

> „5. Die Gesteinsreihe des Zwölferspitzgebietes wird durch eine texturell sehr verschieden differenzierte basische Gruppe der in diesem Teile der Alpen bisher unbekannten Diabasfamilie und durch eine eng damit verknüpfte saure Gruppe von eigentümlichen Quarzporphyren gebildet und gelangte innerhalb der Bildungszeit der Gneissphyllite zur Entwicklung.
>
> 6. Die ganze Reihe bietet geologisch und petrographisch die nächsten Vergleichungspunkte mit den von Gümbel beschriebenen alten Eruptivgesteinsgruppen des Fichtelgebirges, den Proterobasen und Keratophyren etc.
>
> 7. Die Gesteine treten überwiegend in Lagermassen auf welche den Phyllitschichten konform eingelagert sind und an deren Steilaufrichtung mit teilgenommen haben."

In *Val Torta* an der Grenze zwischen Bündner Schiefern und Serpentin westsüdwestlich von *P. 1399* am nördlichen Bachufer (s. Fig. 5 S. 31): ein grünlicher „Diabas ähnlich dem am inneren Nockenkopfe, aber mit Gabbrostruktur (vorherrschend) und nur teilweise mit Diabasstruktur. Plagioklas stark saussuritisiert".

Auf dem Südufer desselben Baches an der Grenze von Serpentin zum Gneiss: ebenfalls graugrünlicher „Diabas, der starken Tongeruch und Calcitgehalt zeigt, aber noch deutlich rötlichbraunen Augit, saussuritisierten Plagioklas, viel Titaneisen mit Leucoxenrand erkennen lässt; Gabbrostruktur".

Beim ersten *„a"* von *„Pazza"* östlich von *Remüs*: grünlicher „Diabasporphyrit mit grossen chloritisierten und amphibolitisierten Augiteinsprenglingen, saussuritisierten Plagioklasen in diabasischem, feinkörnigem Grundgewebe". Höher hinauf und östlich davon liegt ein „dunkelgrüner, nicht porphyrisch entwickelter Diabas".

An der Strasse *Strada—Remüs* (westlich *P. 1152,5*) im Gneiss: grünlicher „Spilitschiefer, der bei schieferiger Textur noch Ilmenit, Titanit, viel Feldspat in zersetztem Zustande, Epidot, Chlorit und Pyrit erkennen lässt. Zu einer sicheren Bestimmung wäre chemische Analyse nötig".

Schliesslich komme ich auf das bedeutendste Vorkommnis von Diabas zu sprechen.

---

[1] Stache und John 1877, S. 242.

Am nordwestlichen Abhange des *Piz S-chalambert dadora* in einer Schuttrinne, die durch das zweite *„s“* von *„Clissura“* geht, habe ich Diabas in einer Mächtigkeit von annähernd 50 m angetroffen. Er liegt im Gneiss eingeschaltet.

Prof. Grubenmann schrieb mir darüber: „Der Diabas (grau) an der unteren Grenze zum Gneiss zeigt beginnende Schieferung und starke Zerklüftung; keine Augitreste mehr, viel Hornblende und Titaneisen, viel Epidot in unregelmässigen Nestern, Plagioklasreste (etwas geschieferter, amphibolitisierter und zersetzter Diabas).

Höher hinauf geht er in grünlichgrauen zersetzten Diabasschiefer mit Kreuzfältelung über; eine entschiedene Eruptivstruktur fehlt, dagegen sind noch erkennbar viel Titaneisen und Epidotkörner, daneben Feldspatreste, Quarzkörner, spärliche Hornblenden, viel Limonit.

An der Grenze zum überlagernden Gneiss zeigt er grünliche Farbe. Er ist arg zerklüftet und zersetzt, hat immerhin noch deutliche Eruptivstruktur: spärliche Augitreste, viel Hornblendesäulchen und Epidotkörner, stark zersetzten Plagioklas, viel Titaneisen, daneben Chlorit, Quarzschmitzen, Limonit (amphibolitisierter und zersetzter Diabas). Alle drei Varietäten repräsentieren wohl ein und dasselbe Gestein in verschieden starker Veränderung.“[1]

In der *Piz Lad*gruppe habe ich nur einen Punkt gefunden, an dem ein derartiges Gestein auftritt. Westlich unterhalb des *Inneren Nockenkopfes* fanden sich in der Gneissgeröllhalde auf einen Streifen begrenzt kleine Blöcke eines graugrünlichen, verwittert hellbraunen Gesteins, das sich als Diabas[2] herausstellte.

Auch in der unteren Gneisszone beiderseits des *Inn* finden sich Diabase, in einem Falle von beträchtlicher Mächtigkeit. Hauptsächlich treten sie in der Nähe der Serpentine auf, über ihr Alter ist schwer etwas zu sagen. Meist sind es mehr oder weniger schieferige Gesteine von gelblichgrüner oder grüner Farbe.

Nördlich *Grenzstein 5 (1683 m)*, westlich vom *Schwarzsee (Lai nair)*: graugrünlicher, „geschieferter Diabas mit viel Ilmenit, Epidotkörnern, zersetzten Plagioklasen, Hornblende, Chlorit, Quarzschmitzen“ (Grubenmann).

---

[1] Nach brieflicher Mitteilung hält Professor Grubenmann die Diabasgesteine der Clissura jetzt eher für geschieferte lamprophyrische Randbildungen oder Gänge. Der „Diabasschiefer mit Kreuzfältelung“ könne Phyllit oder eine basische Schliere mit feinem Korne sein.

[2] Professor Grubenmann teilte mir darüber mit: „Diabas mit rötlichbraunen Augiten, zersetzten Plagioklasen und chloritischen Feldern bei typischer Diabasstruktur; Ilmenit- und Titanitkörner sind reichlich eingestreut.“

Nach Süden zu (am *Grenzstein 5*) übergehend in gelblichgrünen „Spilitschiefer mit viel Epidot, Titanit, zersetzten Plagioklasen, Limonit“.

Südlich *Grenzstein 5:* „ebenso gefärbter Diabasschiefer, der braunrote Augite, saussuritisierte und zersetzte Plagioklase, Ilmenitkörner und ziemlich viel Chlorit zeigt. Alle drei Abänderungen dürften untereinander zusammengehörige veränderte Diabase sein.“

Casanaschiefer.

Aehnlich wie im *Lischannagebiete*, glänzend schwarze Glimmerschiefer. Vorkommen nicht sehr verbreitet: im *Ochsenwalde* nordwestlich *Reschen* an verschiedenen Stellen, westlich *Grüne Pleisen*, westlich vom *Lad*gipfel, zu oberst im Tobel *Lavinèr* (westsüdwestlich vom *Piz Ayüz*), ferner südlich des zweiten *„a“* im Worte *„Ghaldera“*, westlich des *Aeusseren Nockenkopfes* an dem Rande der Gneissdecke (Buchstabe *„a“* von *Munt Russenna*) und östlich von *P. 2296* am *Mot spadla bella*, schliesslich östlich *Remüs* (im Gneiss westlich des *P. 1152,5*).

2. Deckgebirge.

Verrucano, Servino, Buntsandstein.

Wie in der *Lischannagruppe*. Grüne und rote polygene Konglomerate und bunte oder grünlich-schwärzliche Tonschiefer. Grünlich-rötliche häufig tonig glimmerige, auch gelbliche Sandsteine. Selten zu beobachten, südsüdwestlich von *P. 2794* am *Piz Lad*, ostsüdöstlich von *P. 2283* bei *Seslat*, südöstlich von *P. 2163* (Nordost = Fuss des *Piz Lad*), westlich des *„P.“* von *„Piz Lad“*, oben in der Runse *Lavinèr*, südlich des *„n“* von *„Val Dascharina“*, in der oberen *Val d'Assa*, schliesslich am Nordwestabhange des *Piz S-chalambert dadora* stellenweise.

Untere Rauhwacke.

Diese Formation scheint im ganzen Gebiete nicht abgelagert zu sein. Nur am Nordeingange der *Uinaschlucht* (nördlich von *P. 1381*, vgl. Tafel IV der „Lischannagruppe“) findet sich eine Spur, indem dort eine dünne, kalkigrauhwackige Lage zwischen Buntsandstein und Muschelkalk ausgebildet ist. Auch westlich des *Uinatales* beschränkt sich ja das Vorkommen auf wenige Punkte.

Muschelkalk.

Häufig wie im *Lischannagebiete*. Sandiger Dolomit, gelblich poröser und grauer dichter Dolomit von splitteriger Beschaffenheit

— auch gelblich tonig —, Kalkschiefer, vereinzelte Lagen von rostigem (unverwittert graublauem) Tonschiefer, einige Zentimeter mächtig, wie bei *Gr. Läger* im *Uinatale.* Im nordöstlichen Teile, besonders um den *Piz Lad* herum, sind mattrote und graublaue dünne Kalkschiefer verbreitet, die man zuweilen leicht mit Tithon verwechseln kann.

Als einzigste Fossilien habe ich grosse Encrinusstielglieder (bis zu 8 mm Durchmesser) gefunden, wie ich sie in meiner ersten Arbeit[1] von der *Rimswand* erwähnt habe. Am Nordostfusse des *Piz Lad* (südöstlich von *P. 2163*) kommen sie sowohl in Dolomit wie in rötlichgrauen Kalkschiefern vor, so dass sie sicher Fossilien des Muschelkalks sind. Die kleine Physoporella (Diplopora pauciforata GÜMBEL), Dadocrinusstielglieder und Zweischaler, die sonst vorkommen, habe ich nie gefunden. Die Mächtigkeit des Muschelkalkes ist recht erheblich, aber sehr unsicher anzugeben.

Ein vereinzeltes Vorkommen (vgl. S. 38 unter „a. Val Dascharina“) von hell- und dunkelgrau geflecktem Kalkschiefer und hellgrauem, glimmerführendem Schieferkalke in der *Val Dascharina* weiss ich nicht recht unterzubringen. Der Lagerung nach möchte ich es dem Muschelkalke oder Rhät zuschreiben.

Schliesslich will ich zum Vergleiche zwei kombinierte Profile der unteren Trias, im besonderen des Muschelkalkes, nebeneinanderstellen[2], das eine vom *Piz Lad*, Nordostseite, das andere[3] vom benachbarten *Endkopfe,* dem einzigen ziemlich grossen und vollständigen Triasreste weit und breit im Kristallinen. Selbstredend ist in beiden Fällen keineswegs sichergestellt, ob die Schichtenfolge auch wirklich normal ist.

Untere Trias am Piz Lad (Nordostseite).

Raibler Schichten.

Wettersteindolomit:

Grauer Dolomit, zum Teil gelblich (in den unteren Lagen ein Horizont [10 cm] von schwarzem Tonschiefer).

Gelbliche, tonige Dolomitschiefer (Partnachschiefer?).

Muschelkalk:

Dolomit.

Kalkschiefer.

---

[1] 1904 S. 54. [2] S. 9 u. 10. [3] Mir von DENINGER mitgeteilt.

Graue Dolomite, zum Teil gelblich porös, mit einer Lage (einige Zentimeter) rostiger, frisch graublauer Tonschiefer.

Grauer Dolomit und graublaue oder mattrote Kalkschiefer (Lagerung zueinander nicht genauer erkennbar).	Beide mit grossen Encrinusstielgliedern

Grauer Dolomit.

Sandiger Dolomit, wenig mächtig.

Verrucano und Buntsandstein.

Gneiss und Casanaschiefer.

Untere Trias am Endkopfe bei Reschen.

(Nach Deninger.)

Raibler Schichten[1]:	
Rauhwacke mit Gips nebst tonigen und dolomitischen Bändern . . . . bis etwa	90 m
Wettersteindolomit[1]:	
Gleichmässig grauer Dolomit mit grossen Diploporen und kleinen Gastropoden	40 m?
Muschelkalk:	
Fleischfarbiger Dolomit und Kalk Mächtigkeit sehr unsicher	20 m?
Bank mit schwarzen Hornsteinknollen[1].	
Dolomit mit grossen Encrinusstielgliedern.	
Gleichmässig dunkelgrauer Dolomit	30 m
Knolliger Dolomit[1]	2 m
Heller Dolomit	4 m
Sandiger Dolomit . . . . wenig	mächtig
Buntsandstein[1]:	
Sandstein, stellenweise mit etwas dolomitischer Rauhwacke und Gips	50 m
Verrucano . . . . Mächtigkeit	unbestimmt.
Gneiss.	

Marmor.

Besonders auffällig ist eine kleine Quetschzone, die sich mitten im Gneiss auf dem Kamme zwischen *Grubenjoch* und

---

[1] Wie an andern Stellen der *Lad-* und *Lischannagruppe*.

P. 2743 (Piz Russenna) befindet. Es ist dies ein reiner, weisser (verwittert grauer) kristalliner Kalk, der auch im Dünnschliffe keinen Rest von organischer Struktur aufwies. Offenbar haben wir es hier mit einem ganz gleichen Vorkommen zu tun, wie die Marmore der *Oetztaler Alpen,* die von den österreichischen Geologen für paläozoisch erklärt werden. Nun sind viele kleine und grössere Sedimentreste (siehe das beigegebene Uebersichtskärtchen S. 55, das nach verschiedenen Quellen und eigenen Untersuchungen zusammengestellt ist) ausserhalb der *Engadiner* Schichtenfolge bekannt, deren Alter häufig noch ganz gut erkennbar ist; aber noch nie sind in grossem Umkreise Spuren von andern Gesteinen gefunden worden, die nachgewiesenermassen ein anderes Alter haben als die der zusammenhängenden Sedimentmassen. Weil hier nun kein kristalliner Kalk des Paläozoikums vorkommt, kann ich mich nicht zur Ansicht der österreichischen Geologen entschliessen. Ich denke mir, wie auch andere schon vor mir ausgesprochen haben, dass die Marmore der Trias und vielleicht auch dem Jura angehören und nur sehr stark durch den Gebirgsdruck verändert worden sind.

Freilich ist auffällig, 1. dass nur sehr selten kohlensaure Magnesia in ihnen beobachtet worden ist, obwohl doch das Mesozoikum sehr viel Dolomite enthält, 2. dass z. B. die Triasmasse des *Endkopfes,* die ja auch in dem Gebiete starker Metamorphose liegt, wenn wir solche doch einmal voraussetzen, nicht so verändert ist.

Dem lässt sich entgegenhalten: 1. Am *Piz Lad,* Südostseite, besteht der Muschelkalk fast nur aus Kalkschiefern, und es ist sehr gut denkbar, dass im *Oetztaler* Massive ähnliche Verhältnisse geherrscht haben. Da nun die ganzen Jura- und Triasschichten nebst dem Liegenden meistens abradiert worden sind, so finden wir stellenweise ausser kristallinem, Casanaschiefern und Verrucano tatsächlich nur die unterste Stufe (Buntsandstein und) Muschelkalk, und zwar überwiegend als Kalk, der kristallin geworden ist, aber auch als veränderte Rauhwacke[1] und Dolomit[1]. Nur hie und da, so am *Endkopfe,* sind noch Wetterstein und Raibler erhalten. 2. Die Trias am *Endkopfe* ist freilich keiner starken Metamorphose unterworfen gewesen; man kann aber auch anderswo beobachten, dass eine solche manchmal ganz beschränkte Ausdehnung hat. So habe ich deutlich in der *Val Lischanna*[2] gesehen, wie die normalen kalkigen Bündner Schiefer plötzlich an einer Stelle in ungeschichteten Marmor übergehen. Auch am *Piz Lad* sind vereinzelt ähnliche Umwandlungen zu bemerken. Gerade an einem Handstücke von Muschelkalk mit Encrinusstielen liess sich nachweisen, dass die geringen Tonmengen zum Teil in Glimmer umgewandelt waren; der Kalk selbst war allerdings unverändert geblieben. 3. Wie erklärt es sich nun aber, dass die Marmore nur in den denudierten Gebieten vorkommen und dann aussetzen, sobald normales Mesozoikum auftritt? Und umgekehrt, weshalb fehlen da, wo Marmor ist, die Kalk- und Dolomitschichten? Sollte man da nicht annehmen dürfen, dass die beiden Gebilde eine und dieselbe Formation in verschiedenem Gewande darstellen?

---

[1] Es liegen mir Handstücke von der *Schaubachhütte* bei *Sulden (Ortlergebiet)* vor.

[2] 1904 S. 60.

Ich halte deswegen den oben (S. 10—11) erwähnten Marmor am *Grubenjoche*, der kaum 0,4 km von dem Kalkstocke des *Piz Lad* entfernt ist, für einen stark metamorphosierten Rest der mesozoischen Sedimente, und zwar für Muschelkalk.

Partnachschichten.

Nirgends sicher beobachtet[1].

Wettersteindolomit.

Wie in der *Lischannagruppe:* Mächtige graue oder gelbweisse meist reine splittrige Dolomite, gut geschichtet, feinkristallin bis dicht. Glänzende schwarze Tonüberzüge sind nicht selten. Auf der Nordostseite des *S-chalambert dadaint* kommen auch Bänke von Kalkschiefern, wie sie dem Muschelkalke eigentümlich sind, vor. Ob dies jedoch Wetterstein oder eingefalteter Muschelkalk ist, wage ich nicht zu entscheiden. Nordöstlich vom *Piz Lad*gipfel ist in den unteren Schichten eine ca. 10 cm starke schwarze Tonschieferlage eingeschaltet (vielleicht Muschelkalk oder Raibler?)

Der Wetterstein bildet die Hauptmasse des Mesozoikums unseres Gebietes, des *Piz Lad, Ayüz, S-chalambert dadaint.*

An Versteinerungen[2] sind zu erwähnen: Undeutliche grosse Physoporellen (Diplopora annulata? SCHAFH.), die sich in der oberen *S-chaletta* finden, gut erhaltene am Nordosthange des *S-chalambert dadaint* und westlich *Piz S-chalambert dadora;* Zweischalerdurchschnitte südwestlich am *Piz Lad*, ferner bei *Plattas* (am Buchstaben „*P*"); kleine schlanke und rundliche Schnecken sind häufig, so am Südhange des *Piz Ayüz*, in der oberen *S-chaletta*, an der Nordostseite des *S-chalambert dadaint*. Sie sind unbestimmbar, haben jedoch die Gestalt der Gattungen, die in der älteren Litteratur als Chemnitzia und Natica bekannt sind.

---

[1] Siehe S. 15, 41.

[2] Siehe immer die Fossilienfundzeichen auf der kolorierten Karte.

In Schichten, die ihrer ganzen Beschaffenheit nach jeder als Wetterstein bezeichnen würde, kommen nun aber auch deutliche grosse Megalodontendurchschnitte vor, von denen ich nach den Untersuchungen in der *Lischannagruppe*[1] immer angenommen habe, dass sie dem Hauptdolomit zugehören. Ich bin nicht im stande festzustellen, welcher Formation diese Dolomite angehören. Möglicherweise gibt es auch zwei oder noch mehr Horizonte. Die grossen Zweischaler finden sich südwestlich am *Piz Lad*, ferner (als Megalodonten bestimmbar) bei *Plattas* (am Buchstaben „*P*").

Raibler Schichten.

Geringe Mächtigkeit. Am *Piz Lad* sind es ca. 2 m weinrote, braunrote, rostiggelbe, auch grünliche Tonschiefer mit einer ca. 8 cm mächtigen Lage von verkieseltem Dolomit (rostig beschlagen, unverwittert grau), zuweilen braunrote Tonsandsteine und rote Sandsteine.

Unterhalb *P. 2180* bei *Madals (Val d'Assa):* Zwischen Wettersteindolomit und Tithon eine schmale Quetschzone, in der ganz gering mächtige Schichten vorkommen, die ich nur den Raiblern zurechnen kann: brauner glimmeriger sandiger Tonschiefer, rötlich grauer verkieselter Dolomit, rot und weiss gestreifter sandiger Schiefer.

Am *S-chalambert dadora* ist eine ganz spitz eingekeilte Mulde von Raibler Schichten, deren Zusammensetzung stark wechselt. Drei Beispiele: 1. Nordöstlich von der Scharte *(2587)* zwischen den beiden *S-chalambert*-Gipfeln:

Hangendes: überkippter Wetterstein.

6—8 m {
Weinrote bröckelige Tonschiefer . . . . 0,25 m
Bräunlichgelbe „ „ . . . . 0,50 m
Eingeschaltete dünne Dolomitbänke (Wetterstein?) kommen auch vor.

Liegendes: Wetterstein.

---

[1] 1904 S. 19.

Ab und zu treten auch Lagen von klingend hartem, gelblichem Tonschiefer auf, frisch angebrochen grau, ferner rötlich grauer Kieseldolomit.

2. An der Scharte selbst: Gelbliche Rauhwacke, weinrote Sandsteinlagen, kieseliger schwärzlicher Dolomit, rote und graue Eisenoxyddolomitbreccie.

3. Westlich der Scharte: Rauhwacke und rote Tonschiefer, die sich häufig vertreten.

Rauhwackenreste (Raibler?) findet man auch südlich *P. 3034* (Gipfel) und an der Scharte nördlich *P. 2860 („P“ von Plattas).*

Hauptdolomit.

Sicheren Hauptdolomit kann man, abgesehen vom *S-chalambert*, nirgends nachweisen, besonders da ihm, wenn vorhanden, sein charakteristisches Merkmal, die riesige Mächtigkeit vollständig fehlt. Möglich ist, dass ein Teil des Wettersteins am *Piz Lad* und *Ayüz* dem Hauptdolomit zugehört, ferner dass er in der Dislokationsbreccie enthalten ist, die besonders zwischen der Gneissüberschiebung und dem Jura auftritt, und deren grösster Bestandteil ein grauer splitteriger Dolomit ist, feinkristallin bis dicht. Hierauf gehe ich noch im tektonischen Teile ein. Ueber die Megalodontenfunde siehe oben unter „Wettersteindolomit“ S. 13.

Rhät.

Eine Stufe, die im ganzen *Lischannagebiete* nicht verhanden ist[1], also neu hinzukommt, ebenso wie oberer Lias, ist das **Rhät.** Hell- und dunkelgrauer splitternder Kalk, graue Mergelkalke und dunkelgrauer Kalk mit gelblichem Mergel durchsetzt, die gesteckt voller schlecht erhaltener Fossilien sitzen. Meist Zweischaler, darunter Lima? sp., Pecten? sp., seltener Crinoidenstielglieder und Seeigelstachel und einzelne Röhren (auch verzweigt?) von grossen Hexakorallen (1,5 cm Durchmesser). Auch durch zahlreiche Dünnschliffe war nichts Genaueres herauszubekommen. Aber die ganze Gesteinsbeschaffenheit stimmt mit der von sicheren Rhätvorkommnissen so überein, dass keiner, der die Handstücke sähe, an dem rhätischen Alter zweifeln würde. Das Vorkommen ist beschränkt, es handelt sich um gering mächtige und wenig verbreitete Quetschzonen: zwei Stellen am *Spi della Ghaldera* (Südabhang des *Piz Ayüz*), je eine in der *Val Dascharina* (hier sind auch bröckelige dunkelgraue Tonschiefer ohne Fossilien darin) und in der *S-chaletta (Val d'Assa).*

---

[1] Gümbel (1888 S. 23) erwähnt von dem *Piz Ayüz*, der in der Nähe des *Lischanna* liegt, Rhät. Dort ist jedoch nicht die Spur vorhanden. Wahrscheinlich hat er Stücke in der *Val Dascharina* gesammelt und auf der Etikette vermerkt: „Südlich vom Ayüz“ (nämlich von dem der *Lad*gruppe). Ueber den einzigen aber fraglichen Punkt im *Lischannagebiete* s. Schiller 1904, S. 22.

Ausser den fossilführenden Mergelkalken kommen noch Spuren von Schichten vor, deren Stellung nicht ganz sicher ist. In dem rhätischen Mergelkalke der *S-chaletta* ist eine Lage hell- und dunkelgrauen Mergelschiefers mit leidlich erhaltenen Bactryllien eingeschaltet. Solche Bänke sind in andern Gegenden auch als Partnachschichten beschrieben worden.

Ferner habe ich am *Spi della Ghaldera („e" von „della")* Kalkblöcke, mit eckigen Dolomitbrocken zu Reibungs(?)breccie verkittet, gefunden, die verkieselte herausgewitterte Lithodendren (?) enthalten (vielleicht auch Wetterstein ?). Westlich der Hütte *Madals (Val d'Assa)* stecken im Grase einzelne Blöcke dunkelgrauen Kalkes, in dem sich hellgraue Lithodendren zum Teil mit undeutlicher Septenstruktur abheben. Ein ähnliches Vorkommen scheint im *Dascharina*bache aufzutreten.

Am Wege, der aus der *Val d'Assa* zur *Madals* führt, brechen in etwa 1800 m Höhe kalkigtonige Lagen (einige Meter) hervor, deren Lagerung anscheinend die gleiche wie die der Rhätmergel in der *Val Dascharina* ist; dabei ist vorausgesetzt, dass hier keine normale Schichtenfolge herrscht, denn sonst müssten es Partnachschiefer sein, die jedoch sonst nicht vorkommen.

Lias.

1. Steinsberger Breccie und Kalk.

Graue Dolomitbreccie mit kalkigem oder tonigem Bindemittel, braune, rote oder graue Kalke und rote Tonschiefer, manchmal selbst als Breccie untereinander. Verkieselung kommt nicht selten vor. An bestimmbaren Versteinerungen ist ausser Stielgliedern von Penta- und Apiocrinus nur ein Belemnites sp. anzuführen (aus hellrotem Crinoidenkalke bei *Plattas*, der graue stielgliederhaltige Kalkbrocken von eckiger Gestalt umschliesst). Die Liasbreccie ist nur an wenigen Orten erhalten, hier und dort am *S-chalambert dadaint*, spurenweise am *Munt Russenna.* Sonst ebenso wie auch Hauptdolomit nirgends sicher nachzuweisen.

In der oberen *S-chaletta (Val d'Assa)* kommt ein graugelber Crinoidenkalk — darunter grosse Pentacrinusstiele — mit

Dolomitbrocken vor. Ich bin indessen nicht ganz von seinem liasischen Alter überzeugt, denn ein gelber, ziemlich ähnlicher Crinoidenkalk bei *Plattas* führt Aptychen, ist mithin *Tithon.* Auch dolomitische Bruchstücke sind kein Unterscheidungsmerkmal, wie wir weiter unten sehen werden.

Eine eigentümliche Bank von weiss und mattgrünem Kalke mit hellgrauen und rötlichen Crinoidenstielen möge noch angeführt werden. Sie findet sich auf der Landesgrenze oberhalb *Martinsbruck*, da wo die Bündner Schiefer von Serpentin überlagert werden. Ein Vergleich mit dem Crinoidenkalke bei *Ardez* macht es wahrscheinlich, dass wir es mit einem analogen Funde zu tun haben.

2. *Allgäuschiefer.*

Dünne mergelige und tonige Schiefer zum Teil mit kohligen Resten. Die Farbe ist gelblich- oder dunkelgrau. Nur an zwei Punkten fanden sich Schichten, die den Liasschiefern der *Lischannagruppe* sehr ähneln: nordöstlich von *P. 2180* (südlich *Val Dascharina*, unterhalb der Alphütte *Madals*); der andere Ort ist in der oberen *S-chaletta* im Bacharme am weitesten rechts (oberhalb des *„a“* von *S-chaletta*). Die Lagerung ist leider in beiden Fällen nicht massgebend, um zweifellosen Lias zu konstatieren; vielleicht gehören die Schiefer zum Tithon. Versteinerungen sucht man vergeblich darin. Die einzige ausser Algenresten und Wurmspuren habe ich in der Scharte zwischen *Piz Cornet* und *Madlain* am Südrande des *Vadret Lischanna* gefunden, ein sicher tierisches Gebilde von etwa 4,5 cm Länge, beiderseits mit starken parallelen Rippen, vielleicht ein Zweischaler.

3. *Oberer Liasmergelkalk.*

Bisher im *Engadin* nicht bekannt. Braunroter Mergelkalk, teilweise sehr eisenoxydreich, manchmal weissgrünlich gefleckt. Er enthält eckige Dolomitbrocken, eine Erscheinung, auf die ich bei Besprechung des Tithons eingehen will. An Fossilien habe ich gesammelt: Crinoidenstiele, Nautilus sp. (ein stark verdrücktes Exemplar, etwa 15 cm im Durchmesser); 9 Exemplare von **Hildoceras** (Harpoceras) **bifrons** BRUG. sp. (einige sehr schön, 15 cm Durchmesser); ausserdem 3 Bruchstücke einer andern Harpocerasart, die sich durch stärkere nicht so sehr geschwungene Rippen und durch das Fehlen einer Seitenfurche an der Umbiegung der Sicheln unterscheidet; schliesslich 14 Belemniten von 4—9 cm Länge und etwa 0,5—1 cm Durchmesser (darunter ein fingerdicker kurzer), die nach Ansicht mehrerer Kenner, denen ich die Versteinerungen zeigte, typisch liasisch sind.

Sicheres Vorkommen: drei winzige Punkte bei *Plattas*. Am Nordostabhange des *Piz Ayüz* habe ich nur einen gelb und braunrot gefleckten Kalkschiefer angetroffen, dessen Aeusseres und Crinoidenführung auch auf oberen Lias schliessen lassen. Er enthält freilich keine der aufgezählten Petrefakten, nur Textularia nebst andern Foraminiferen und Apiocrinuswurzeln.

Malm.

1. Acanthicuskalk.

Abgesehen von dem Vorkommen auf dem Gipfel des *S-chalambert dadaint*, das schon in der *Lischannagruppe*[1] beschrieben ist, habe ich dies Formationsglied im *Lad*gebiete nicht wieder gefunden.

2. Tithon.

Ein Schichtenkomplex, der sich durch grosse petrographische Mannigfaltigkeit, durch die meisten Fossilien und bedeutende Verbreitung auszeichnet.

Einen Altersunterschied zwischen den einzelnen Gesteinsarten zu machen, ist so gut wie ausgeschlossen, weil erstens jede normale Lagerung fehlt, zweitens, weil allem Anscheine nach der petrographische Charakter im Streichen wechselt. Sodann ist möglich, dass manche Horizonte etwas älter oder jünger als Tithon sind. Auch darf ich nicht verschweigen, dass ich manche Schichten heranziehen musste, obwohl ich meiner Sache keineswegs ganz sicher war. Besonders schwierig ist vielfach die Trennung von Lias, zumal bei Crinoiden- und Belemnitenführung.

Ich will versuchen, alle vorkommenden Modifikationen zu beschreiben.

Am meisten sind graue Kalkschiefer ohne Fossilien entwickelt, vielfach mit grauen Hornsteinlagen, deren Zugehörigkeit zum Malm oft zweifelhaft ist.

Grauer Kalk (Aussehen wie Steinsberger- oder Acanthicuskalk) voller Crinoidenstiele und einem schlecht erhaltenen gerippten Aptychus (?). Vorkommen: *Plattas*.

Splitteriger grauer, grünlich verwitternder Kalk mit Radiolarien, Echinodermenresten und geripptem Aptychus. Vorkommen: *Plattas*.

---

[1] 1904 S. 24ff., 52.

Grünlichgrauer und gelblicher Kalk, durchsetzt von vielen gut erhaltenen kreis- oder eirunden Radiolarien, Stielgliedern von Apiocrinus und Pentacrinus und gerippten Aptychen. Vorkommen: *Plattas*.

Grünlichgelber (eisenreicher) Kalk, der fast nur aus Crinoiden besteht, mit gerippten Aptychen und schlanken Belemniten, darunter ganz nadelförmige (3 cm lang). Vorkommen: *Plattas*.

Brauner oder roter eisenoxydreicher Mergelkalk, das fossilreichste Gestein. Radiolarien scheinen nicht vorzukommen. Zahlreich sind Exemplare einer kleinen Einzelkoralle, von denen jedoch nur die kreisrunde Oberfläche auf angewitterten Stücken zu erkennen ist (1—3 mm im Durchmesser). Sie weisen 24 Septen auf (also 3 Zyklen), die sich jedoch mehr oder weniger in der Mitte zu einem Körper von stern-, kreis- oder ringförmigem Querschnitte vereinigen. Anscheinend ist es eine Art von Trochocyathus oder Thecocyathus. An Crinoiden habe ich nur 3 Exemplare (2—2,5 mm Durchmesser der Kelche) von Phyllocrinus sp. gefunden, bei denen nur die angewitterte Unterfläche der Kelche sichtbar ist. Möglicherweise ist es Ph. patellaeformis Zitt. (Zittel 1870, S. 162 Tafel XV [39] Fig. 17 und 18) oder Ph. nutantiformis Schauroth sp. (ebd. S. 163 Tafel XV Fig. 19). Das hauptsächlichste gesteinbildende Element sind jedoch **ungezählte Aptychen,** grosse (bis zu 7 cm Länge), darunter A. cf. profundus (Voltz) Stoppani (ex parte), und kleine, alle gerippt. Belemniten sind selten. Vorkommen: *Plattas*.

Gelbgrüne Kalkhornsteine, braunrote Radiolarienhornsteine und schwarze Hornsteine, häufig mit schwach kalkigen und tonigen glimmerführenden Zwischenlagen. Vorkommen: fast nur auf dem Höhenrücken *Madals*.

Grauer, gelber und braunroter kieseliger Mergelkalk mit Radiolarien (?). Vorkommen: *Madals*.

Gelblich grüner Kieselkalk mit Radiolarien, selten Foraminiferen, kleinen Aptychen (?) und Belemniten. Vorkommen: *Plattas*.

In manchen der neun aufgeführten Abänderungen, besonders in dem roten Aptychenmergelkalke, finden sich merkwürdigerweise viele Kalk-, seltener Dolomitbrocken. Man könnte meinen, dass es sich um eine Dislokationsbreccie handle. Allein, es sprechen doch einige Tatsachen dagegen. Die eingeschlossenen Fragmente sind nicht nur eckig, sondern auch gerundet und fast alle von einer stellenweise verkieselten Kruste aus Eisenoxyd umhüllt. Ferner ist keine Spur einer tektonischen Einpressung zu erkennen. Es müssten doch Risse und Rutschflächen vorhanden und die leicht zerbrechlichen Fossilien an solchen Stellen vollständig zertrümmert sein. Daher bleibt nur der Ausweg, an eine Aufbereitung in der Flachsee zu glauben, die bei der Transgression des Malm vor sich ging. Wie wäre das aber denkbar, da sich doch Aptychen sicherlich nur in Tiefseeabsätzen finden? Mir fehlt eine befriedigende Erklärung.

Serpentin.

Wie gewöhnlich; manchmal sehr blätterig (*Val Torta* zum Teil), häufig braun angewittert (Landesgrenze südwestlich von *Lai nair;* südwestlich von *Grava lada*). Die nordöstliche Fortsetzung der beiden Züge am *Inn* bei *Schuls* erreicht erst östlich *Remüs* eine kurze Strecke das Tageslicht wieder. Auf der ganzen Zwischenlinie ist er durch Diluvium verdeckt, grösstenteils wird er überhaupt nicht vorhanden sein, vielleicht ausgequetscht. Das nächstfolgende Auftreten ist nordöstlich der *Plattamala.* Dann steht er erst in der *Val Torta* an, von wo er sich, häufig grosse Felsenterrassen bildend, bis über die Landesgrenze ins *Tirolsche* hinzieht. Dem Serpentin sowie den in Verbindung mit ihm auftretenden andern basischen Eruptivgesteinen wird bekanntlich ein postjurassisches Alter zugeschrieben.

Graue Bündner Schiefer.

Wie im *Lischannagebirge.* Kalkigtonig, zuweilen mit glimmerigen quarzitischen Abänderungen (westlich vom *Grün-* und *Schwarzsee, Val Torta,* am *Inn* südöstlich von *Saraplana*).

Trotz vieler Schliffe habe ich in den typischen Schiefern nie ein Fossil von Bedeutung gefunden, abgesehen von einem Falle. Nämlich bei *P. 1113,0* (südsüdöstlich *Saraplana*) stecken in einer grauen, schwach gelblichgrün gefleckten feinkörnigen Breccie, die ausser Kalk und Ton noch Glimmer und Quarz, ganz selten auch Oolithkomponenten enthält, winzige Gebilde in grossen Mengen, die aus parallel angeordneten hellen Streifen, mäandrisch gewunden, bestehen. Sie sind durch zahlreiche Querbrücken in gleichmässigen Zwischenräumen verbunden, so dass eine vollständige Kammerung zu sehen ist. Prof. STEINMANN erkannte sie sofort als **Lithothamnien.** In der Tat zeigen die Exemplare, von denen sich fast in jedem Schliffe 1—3 finden, mit solchen von sicheren Lithothamnien eine so auffallende Uebereinstimmung, dass kaum ein Zweifel bestehen bleiben kann. Danach wäre das posttriadische Alter dieser Bank sichergestellt (wahrscheinlich Kreide oder Tertiär). Eine petrographisch ähnliche Bank, freilich ohne Organismen, taucht im Streichen unterhalb *Raschvella* auf, etwas feinkörniger, ferner in *Val Torta*, sehr quarzitisch.

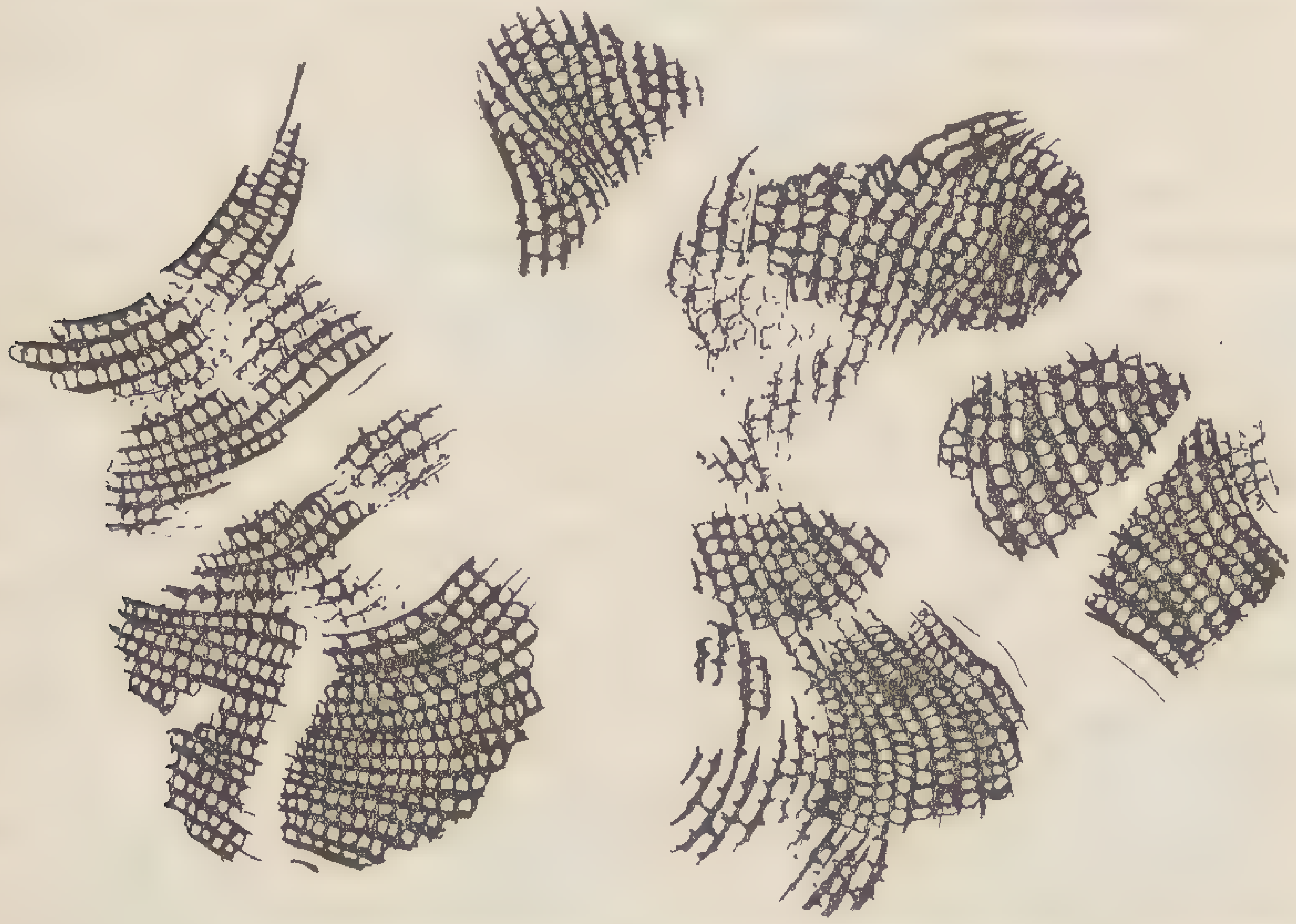


Fig. 1. Lithothamnien aus dem Bündner Schiefer bei der Plattamala. Stark vergrössert.

Auf der Landesgrenze südsüdöstlich *Martinsbruck* habe ich grauen Kalkschiefer und dunkelgraue bis bräunliche feinkörnige Breccie aufgelesen, die vorwiegend aus Kalk, Dolomit, Ton, Glimmer und Quarz besteht; beide Gesteine mit mangelhaft erhaltenen, mikroskopischen Schalendurchschnitten, in der Breccie ausserdem eine Komponente mit deutlichen Gehäusen.

Ueber eingelagerten Crinoidenkalk siehe vorliegende Arbeit S. 16 unter „Lias“.

Das Vorkommen der Bündner Schiefer beschränkt sich in unserem Gebiete auf den nordwestlichen Saum.

Die „bunten“ Schiefer sind, wenn man von einem grünlichgrauen zersetzten tonhaltigen Sericitschiefer bei *Pazza (Remüs)* absieht, nirgends entwickelt.

Noch immer ist das Alter des grössten Teiles der Bündner Schiefer in Dunkel gehüllt. Erst in letzter Zeit hat Paulcke[1], der nachweisen konnte, dass manche Schichtenserien der unteren Kreide angehören, einiges Licht hineingebracht.

---

[1] 1904 S. 15ff.

Der Uebersicht wegen will ich kurz alle in den von mir behandelten Gebieten gefundenen Fossilien der Bündner Schiefer zusammenfassend aufführen.

1. Algen am *Piz Champatsch.*
2. *Richardsbank* (linkes *Scarltal*): grauer Kalk mit Crinoiden und unbestimmbaren winzigen Organismen (Lias?).
3. Nordöstlich von diesem Punkte im Streichen, am Wege *Schuls-Scarl* (rechtes *Scarltal*), vielleicht dieselbe Schicht: zwei Bänke grauen Kalkes mit Crinoiden und andern unbestimmbaren mikroskopisch kleinen Schalendurchschnitten (Lias?).
4. Oestlich *Schuls* an der Strasse *Crusch-Schuls* im Steinbruche südwestlich *P. 1244,5* zwischen zwei Bächen, die auf der Karte eingezeichnet sind, ist ein feinkristalliner Kalk, in dem man hin und wieder Struktur bemerken kann, die mehr nach Lithothamnien als nach Crinoiden aussieht.
5. Grüner glaukonitischer? Kalk bei *Crusch* mit zahllosen Foraminiferen und Crinoiden.
6. Strasse *Strada-Remüs P. 1113,0* (nordöstlich der *Plattamala*) in einer feinkörnigen Breccie: Lithothamnien (Kreide, Tertiär?).
7. Auf der Landesgrenze südsüdöstlich *Martinsbruck* Kalkschiefer und braune Breccie, die beide unter dem Mikroskope Querschnitte von Gehäusen zeigen.
8. Marmor mit Crinoiden bei *Grenzstein 5* (vielleicht Lias).
9. Algen, die GÜMBEL[1] zwischen Dorf und Festung *Nauders* am Fusswege in der Nähe des Ueberganges in Grünschiefer gefunden hat.

Quartär.

1. *Glacialerscheinungen.*

Grundmoräne ist fast nur am *Inn* erhalten geblieben. Ein Ueberbleibsel ist in etwa 1420 m Höhe südöstlich von *Strada* oberhalb *Pra vegl* aufgeschlossen; in dem Material sind unter andern auch Quarzporphyrblöcke (?).

An sonstigen Moränenresten habe ich am Wege von *Val d'Assa* zur *Alp Madals* zwei kantengerundete Blöcke von Quarzporphyr? aufgelesen (rund 1870 m hoch), ferner westlich *Piz S-chalambert dadora* (über 2100 m) Geschiebe von Gneiss, Serpentin und Liasbreccie, bei *Plattas* einen violett und grün gefleckten kantengerundeten Block (wohl Granitporphyr), anscheinend aus der Gegend des *Griankopfes* stammend (siehe die Karte der *Lischannagruppe*), und östlich am *Piz Lad* Gneiss und Buntsandsteingerölle im Gebiete des Muschelkalkes, die von *Seslat* her dorthin verfrachtet sein mögen.

---

[1] 1887 S. 295 und 1888 S. 12ff.

2. Flussablagerungen.

Nur ein schmaler Streifen beiderseits des *Inn.*

3. Kalksinter und Nagelfluh.

In der unteren *Val Torta* (siehe Fig. 5 auf S. 31), zwischen *Remüs* und *Crusch* und in *Val d'Assa (P. 1696).*

4. Gehängeschutt.

Erwähnenswert ist, dass sich östlich *Remüs* (nordöstlich von dem Häuschen *1098* an dem Wiesenwege) eine kleine Dolomitmasse befindet, die sich durch ihre hellgraue Farbe gut von dem Gneiss und Granit abhebt. Offenbar haben wir den Rest eines Bergsturzes vor uns, der vom *S-chalambert dadora* herunter gekommen sein muss.

Grössere Schutthalden von Dolomit finden sich nördlich vom *Piz Lad* und am *S-chalambert,* solche von Gneiss und Granit am *Piz Russenna* und südlich der *Aeusseren Scharte* am Kamme, ferner an der *Plattamala* und am Nordfusse des *S-chalambert dadora (Clissura).* Wahre Riesenblöcke von Gneiss sind von den Wänden südlich *Grava lada* herabgestürzt.

IV. Tektonik.

1. Grundzüge des Gebirgsbaues.

Aehnlich wie in der *Lischannagruppe* ist der geologische Aufbau in der nordöstlich fortsetzenden Gegend. Falten, Ausquetschungen[1] und Ueberschiebungen aus Südost mit Südwest-Nordost gerichteten Streichen spielen die gleiche Rolle. In der Talsohle (Hauptüberschiebung[2]) am *Inn* vornehmlich dieselben Ueberschiebungen des

---

[1] Der Ausqentschungsrand I der tektonischen Skizze Fig. 2 scheint über *Crap Vallorgia* zum *S-chalambert dadora* (untere *Val Glatschèra*) fortzusetzen.

[2] Siehe 1904 (Lischannagruppe), S. 45 oben. Auf S. 41 derselben Arbeit habe ich die grosse Gneissdecke des *Rasassergrates* usw. „Hauptüberschiebung im Südosten" genannt. Es sollte „Gneissüberschiebung im Südosten" heissen. Ein Schreibfehler meinerseits, den ich, wie noch einige andere, zu spät entdeckt habe.

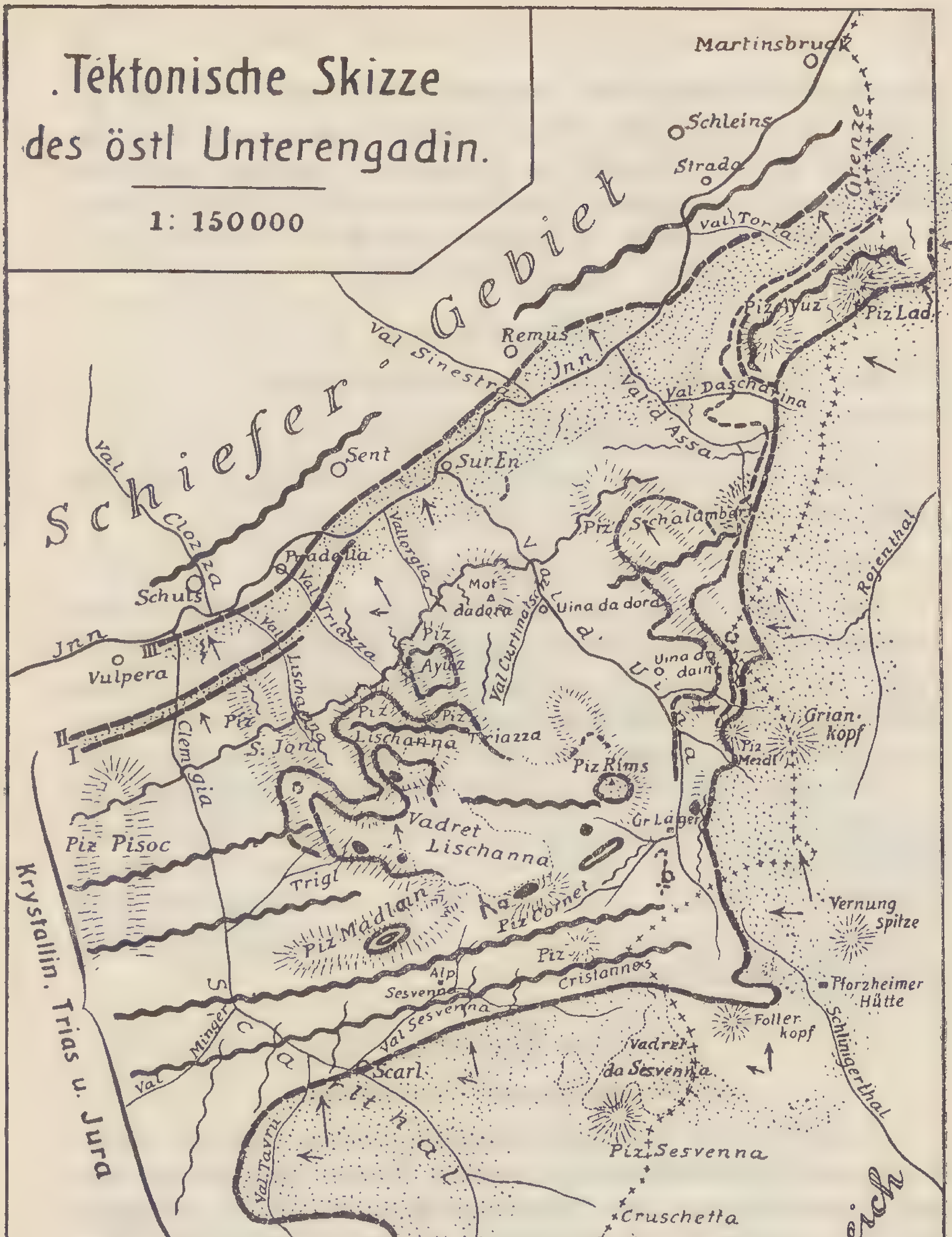

.Tektonische Skizze
des östl Unterengadin.
1: 150000
Schiefer Gebiet
Martinsbruck
Schleins
Strada
Grenze
Val Torta
Piz Ayuz
Piz Lad
Remüs
Val Sinestra
Jnn
Val Daschalvina
Val d'Assa
Sent
Sur En
Piz Schalambert
Rojenthal
Val Clozza
Schuls
Pradella
Val Triazza
Vallorgia
Mot dadora
Uina da dora
Val Curtinatsch
Val d. Uina
Uina da daint
Jnn
Vulpera
III
II
I
Val Lischanna
Piz Ayuz
Piz S. Jon
Piz Lischanna
Piz Triazza
Piz Rims
Grian kopf
Piz Mezdi
Clemgia
Piz Pisoc
Vadret Lischanna
Gr Lager
Trigl
Piz Madlain
Piz Cornet
Vernung spitze
Krystallin. Trias u. Jura
Piz Cristannes
Alp Sesvenna
Pforzheimer Hütte
Val Minger
Val Sesvenna
Follerkopf
Scarl
Vadret da Sesvenna
Schlinigerthal
Scarlthal
Val Tavrü
Piz Sesvenna
Cruschetta
Avigna-Thal
Grenze
Schweiz
Oesterreich
Hauptfaltenzüge
Axe der nördl. Triasmulde
Nebenfaltenzüge
Ueberschiebungen etc.
Gneissüberschiebungsdecken. Reste derslbn
Schubrichtung

Fig. 2.

kristallinen Grundgebirges auf gefaltete Bündner Schiefer, an deren Grenze sich Serpentin einschaltet.

Auch innerhalb des Grundgebirges scheinen solche tektonischen Störungen vor sich gegangen zu sein. In der fast immer sanft gewellten Oberfläche dieser Gesteine treten vereinzelt so bedeutende orographische Unebenheiten auf, dass sie sich durch blosse Erosion des *Inn* und seiner Zuführungsbäche wohl kaum erklären lassen. Dazu kommt, dass sie auf Streifen beschränkt sind, die denselben Verlauf wie die Ueberschiebungsfronten nehmen. Solche Felsen sind auf der topographischen Karte eingetragen. Zwischen der Alp *Grava lada* und *Val Torta* zieht eine hohe Gneissmauer ungefähr innerhalb den Höhenkurven 1740 und 1770 entlang. Auf der Strecke von *Prümaran* zur *Val d'Assa* sind es die *Parai Sassalm,* aber auch zwischen diesem Tale und der *Clemgia* bei *Schuls* kann man überall innerhalb der Gneisszone die den Streichrichtungen und dem *Inn* parallel laufenden Felsabsätze erkennen. Der zackige Rand würde natürlich daher kommen, dass sich nachträglich die Gebirgsbäche und Schuttrunsen eingesägt haben.

Ueber dem Gneiss lagert ein in starke oft zerrissene Falten gelegtes Kalkgebirge, das jedoch bei weitem nicht so mächtig ist wie in der *Lischannagruppe,* da viele Schichten grösstenteils ausgequetscht sind; z. B. Hauptdolomit und Liasbreccie finden sich fast nur spurenweise, aber auch untere Trias ist bei der Ueberschiebung bzw. Ausquetschung von Juraschichten zum Teil so überflügelt worden, dass diese jetzt unmittelbar auf Gneiss liegen. Dass viele Schichten fehlen, ist schon daraus ersichtlich, dass die Gneissdecke, die überschoben auf den Sedimenten ruht, in der *Ladgruppe* an ihrem Stirnrande ein orographisch viel tieferes Niveau erreicht als am *S-chalambert.*

Infolge der Ausquetschung so mächtiger Komplexe ist auch die Gesetzmässigkeit, die der Bau der *Lischannagruppe* erkennen lässt, hier verdunkelt. Die nördliche Triasmulde (siehe Fig. 2 S. 23), die vom *Pisoc* zum *S-chalambert* zieht, ist auf der linken Seite der *Val d'Assa* zu Ende. Weiter im Nordosten sind Muschelkalk und Wetterstein nicht allein gefaltet, sondern aus ihrem normalen Verbande gerissen, wie die zwischengeschalteten jüngeren Schichten (Rhät usw.) bezeugen. Schliesslich keilen die Dolomite aus, so dass, wie oben schon als Beispiel erwähnt wurde, Gneiss direkt von Lias und oberem Malm überlagert wird *(Val Torta).* Diese späteren Formationen sind auch wie auf den *Lischanna*bergen diskordant übergeglitten. Während sie jedoch dort fast ausschliesslich auf Hauptdolomit ruhen und das Hochgebiet krönen, sinken sie vom *S-chalambert* zum *Lad* stetig auf immer ältere Schichten und in grössere Tiefe hinab. Und im selben Masse, wie die liegende

* = Fossilien.
MM = Tithon.
MA = Acanthicusschicht.

LM = O.-Lias-Mergelkalk.
LS = Liasschiefer.
LB = Liasbreccie.

H = Hauptdolomit.
W = Wetterstein-Dol.
M = Muschelkalk.

V = Verrucano und Buntsandst.
Gr = Granit.
Gn = Gneiss.

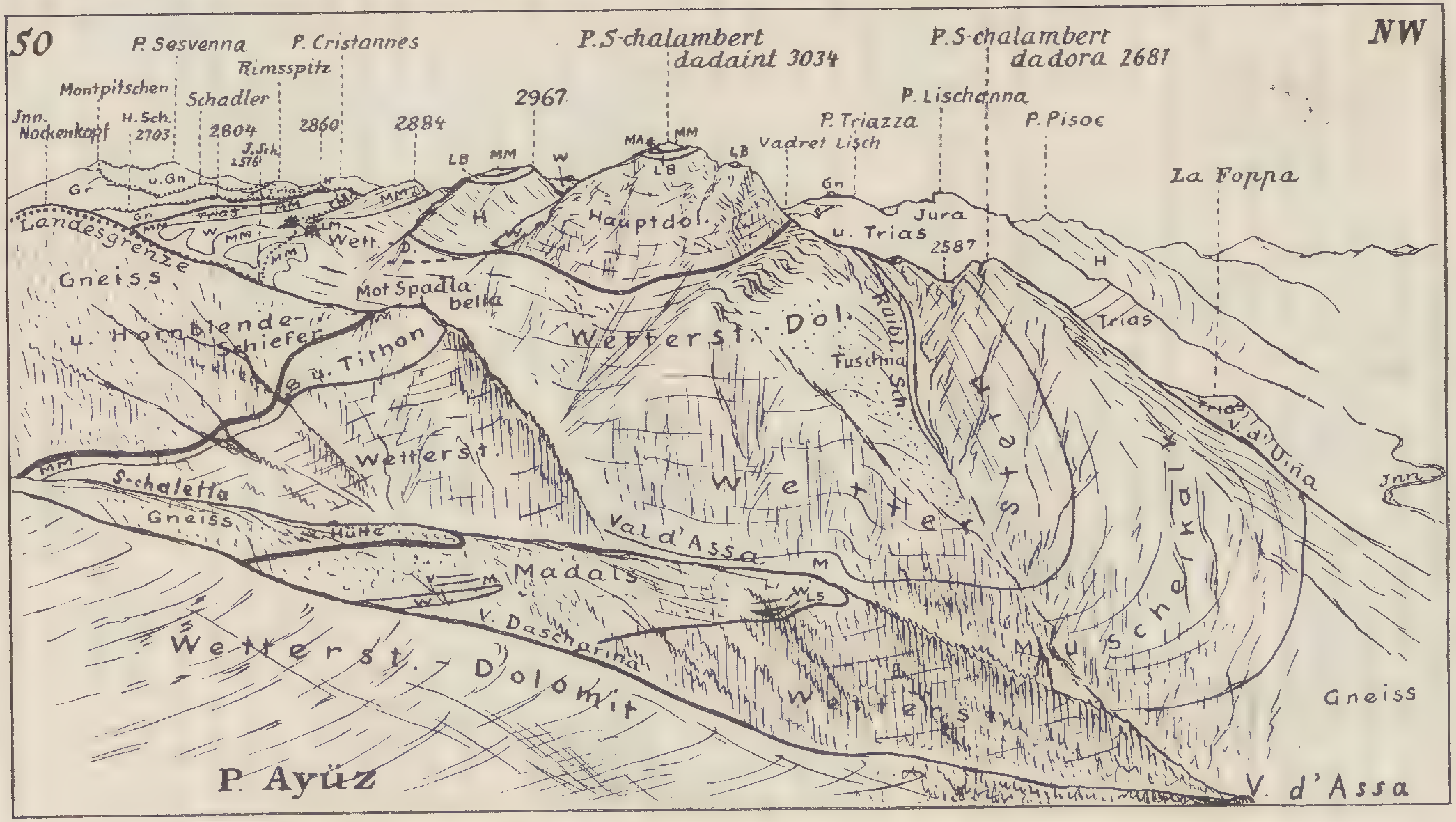

50
P. Sesvenna
P. Cristannes
Rimsspitz
Montpitschen
Schadler
Jnn. Nockenkopf
H. Sch. 2703
2804
J. Sch. 2576
2860
2884
2967
P. S-chalambert dadaint 3034
P. S-chalambert dadora 2681
P. Lischanna
P. Triazza
P. Pisoc
Vadret Lisch
La Foppa
NW
LB
MM
W
MA
LB
LB
Gn
Gr
u. Gn
Trias
MM
Gn
Trias
W
MM
MM
LM
Wett. D.
H
Hauptdol.
Jura
u. Trias
2587
H
Landesgrenze
Gneiss
Mot Spadla bella
u. Hornblende-Schiefer
B u. Tithon
Wetterst. Dol.
Raibl. Sch.
Tuschna
Trias
Trias
V. d'Uina
Jnn
Wetterst.
MM
S-chaletta
Gneiss
Hühe
Wetterst.
Val d'Assa
M
Madals
V
M
W
W
LS
Muschelkalk
Wetterst. Dolomit
V. Dascharina
Wetterst.
Gneiss
P. Ayüz
V. d'Assa

Fig. 3. Blick vom *P. Ayüz* (2754) nach Südwesten uaf *P. S-chalambert.*

Trias im Streichen verschwindet, schieben sich über dem Jura Wetterstein mit Raiblern, im weiteren Verlaufe noch Muschelkalk ein; sie verdrängen ihrerseits die jüngeren Bildungen, die sie vom Gneiss trennen, so dass am *Piz Lad* wieder eine normale Schichtenfolge von Gneiss, Muschelkalk, Wetterstein und Raiblern (vielleicht auch Hauptdolomit) ist, die in sich gefaltet sind und eine nördlich übergelegte Mulde bilden.

(Vgl. hierzu die kolorierte Karte Tafel VI, die tektonische Skizze S. 23 und Fig. 7 auf S. 36.)

In den Profilen I—V habe ich den Versuch gemacht, die Lagerung auf eine, wie ich glaube, möglichst ungekünstelte Weise zu erklären. Ich hege jedoch nicht den Wunsch, diese Auffassung als die allein richtige anerkannt zu wissen; es gibt noch andere ebenso einleuchtende.

Ueber den *Piz Lad* hinaus sind keine mesozoischen Sedimente mehr zu finden. Die Erosion hat auch die letzten Ueberbleibsel bis auf das Kristalline hinab vertilgt.

Sahen wir in der Schichtenfolge Trias-Jura etwas abweichende tektonische Verhältnisse, so zeigt die Gneissüberschiebung, deren Rand vom *Sesvenna* und *Rasassergrate* herkommt, genau den gleichen Bau wie im *Lischannagebiete*, abgesehen davon, dass es an isolierten Schollen mangelt. Sie lagert mit Spuren des verdrückten Mittelschenkels grossenteils (im südwestlichen Abschnitte) unvermittelt auf Tithon, nach Nordosten zu auf Trias, verliert dort immer mehr den Charakter einer Ueberschiebung, indem hier die Schichten nur überkippt sind (wie auf der Südseite des *Sesvennatales*). Schliesslich wendet sie östlich um den *Piz Lad* herum, der darunter befindliche, nordwärts übergelegte Muschelkalk dreht im selben Verhältnisse seine Streichrichtung, stellt sich immer senkrechter und kommt auf der Nordseite des *Lad* normal auf den Gneiss zu liegen, so dass hier die Ueberschiebung ausklingt. Mit andern Worten: Der hangende (überschobene) Gneiss geht in den liegenden (normalen) über, d. h. hier ist eine Stelle des Ueberschiebungscharnieres (gerade wie bei *Mot del hom, Val Sesvenna*), das absonderlicherweise innerhalb einer kurzen Strecke bedeutend sein Streichen ändert. Die rein lokale Natur der Ueberdeckung durch das Kristalline ist unverkennbar.

In letzter Zeit hat unter andern TERMIER[1] mit aller Bestimmtheit eine Ansicht über den Bau der Alpen geäussert, die von der vieler Geologen, zumal solcher, die in den Ostalpen eingehende Untersuchungen angestellt haben, in nicht geringem Masse abweicht. Unter seinen Behauptungen sind etliche[1], mit denen ich nicht einverstanden bin. Würde sie die Erscheinungen besser erklären, so wäre sie für jedermann einleuchtend. Eine Auffassung ist auch erlaubt, wenn sie nichts für sich hat, aber unstatthaft, wenn sie durch Tatsachen unwahrscheinlich gemacht wird. Dass dies bei einem Teile der TERMIERschen Ausführungen über das *Unterengadin* der Fall ist, will ich zu zeigen versuchen.

---

[1] 1904 („Les nappes des Alpes . . .“ und „Nouvelles observations . . .“ etc.).

Der genannte Autor zerlegt unser kristallines Grundgebirge und die Schichtgesteine, die alle bisher für an Ort und Stelle entstanden galten, in mehrere Deckenschollen („nappes“), die aus verschieden entfernten, weiter südlich gelegenen Gegenden stammen und tektonisch, also nachträglich, zu einem scheinbar einheitlichen Komplexe zusammengeschweisst sein sollen. Es hätte keinen Zweck, darüber zu streiten, ob dem so ist oder nicht, da er weder einen Beweis, noch ich einen Gegenbeweis erbringen kann. Nur auf einen Punkt möchte ich eingehen, nämlich auf die Behauptung, dass die von der Abrasion verschont gebliebenen Gneissfetzen auf dem *Piz Rims* usw. nicht, wie ich glaube, die Fortsetzung der zusammenhängenden Ueberschiebungsdecke des *Rasassergrates* und *Sesvennastockes* seien; TERMIER[2] zählt nämlich die „alten Gneisse des Oetztaler Massives“, den „Sesvennagranit“ nebst „Trias und Lias des Lischanna“ zur „cinquième nappe“, während die „Phyllite und Gneisse des Piz Cornet und des Piz Rims beim Lischanna“ der „sixième nappe“ angehören sollen.

Ich weiss nicht, inwieweit er innerhalb des Kristallinen der „cinquième nappe“ lokale Ueberschiebungen zugibt. Jedenfalls sind sie angesichts dessen, was sich in der Natur beobachten lässt, schwerlich hinwegzuleugnen. Dass sie sich stellenweise mindestens etwa 1 km weit vorwärts erstreckt haben, wird jeder zugeben, der den Gneissrand bei *Plàttas* aus eigener Anschauung kennt, wo ein durch Erosion von der Decke entblösster, dreieckiger Zipfel die darunter liegenden Formationen sichtbar macht. Ist es nun nicht auffallend, dass die Gneisskappe des *Piz Rims* nur 1 km von der Decke des *Rasassergrates* abliegt? Ist es nicht sehr wahrscheinlich, dass nur das *Uinatal* dazwischen an der Unterbrechung des Zusammenhanges schuld ist? Besonders verlockend ist wohl die Tatsache, dass am *Cornet* im Gneiss genau dieselben porphyrischen Gesteine wie auf dem *Rasassergrate* vorkommen. Noch eins: zu welcher „nappe“ würden die losgerissenen Gneisskeile am *Piz da Gliasen* (obere *Val d'Uina*) und *Piz Lad* gehören, die nur wenige Schritte vom Ueberschiebungsrande entfernt sind? Nach alledem wäre es ungefähr dasselbe, wie wenn Termier beispielsweise eine Anzahl von Kuppen gleichartigen Kalkes, die über einem Sandsteinplateau verstreut lägen, sei es in normaler oder inverser Lagerung, nicht für die Reste einer ehemals zusammenhängenden Schicht, sondern für Schubmassen erklären wollte, die von verschiedenen Punkten aus dorthin befördert worden wären.

---

[1] Ich bemerke, dass ich mich nur gegen Einzelheiten wende.

[2] 1904 „Sur la structure générale . . .“ S. 3.

Schliesslich möchte ich noch darauf hinweisen, dass der erwähnte Geologe[1] bei der Besprechung seiner beiden (5. und 6.) Schollen meinen Aufsatz über die *Lischannagruppe* anführt. Es könnte so aussehen, als ob ich ganz seiner Ansicht wäre. Wer aber, auch ohne den Text gelesen zu haben, die Profile (besonders V Taf. VI) betrachtet, wird nicht im Zweifel sein, dass ich mir die Kappen am *Cornet*, *S. Jon*, *Lischanna* und bei *Rims* in der oben dargelegten Weise entstanden denke.

2. Einzelbeschreibung.

A. Landesgrenze Martinsbruck—Piz Lad—Seslat.

(Vgl. Profil I Taf. III und Profil Ia Taf. VI.) (Siehe auch Theobald 1864 S. 292—294 und Gümbel 1887 S. 292—293.)

Ein vereinzelter Fels von grauem Bündner Schiefer ragt auf dem linken *Innufer* bei den nördlichsten vier Häusern von *Martinsbruck*, südöstlich der Strasse (über dem ersten *„a“* von *„Martina“*) mitten aus Schottern auf. Fallen ca. 30° süd- bis südsüdöstlich; auch im Streichen Fältelung. Steigt man von der *Innbrücke 1037,63* mit Umgehung verschiedener hoher Felsabsätze auf der Landesgrenze, die durch eine breite Schneise gekennzeichnet ist, in die Höhe, so bleibt man eine ganze Weile in den grauen Bündner Schiefern, deren Fallen durchgängig 30° südöstlich ist. Sie werden nach Süden zu sehr kalkreich. An einer Stelle, die ich leider nicht mehr genau bezeichnen kann, finden sich grauer Kalkschiefer und rötlichbraune feinkörnige Breccie, die ausser Ton und Kalk reichlich Glimmer und Quarzbrocken führt. Beide mit schlecht erhaltenen Schalendurchschnitten von mikroskopischer Kleinheit.

---

[1] A. a. O.

Etwa 20 m nördlich des *Grenzsteins 5* tritt graugrünlicher geschieferter Diabas zu Tage. Kurz nördlich des Marksteins lagert konkordant darüber gelblichgrüner Spilitschiefer (südlich des Steins in Diabasschiefer übergehend), der nach Südwesten im Walde als Geröll verfolgbar ist an einem Pfade, der von *Grava lada* kommt und (zuletzt annähernd wagerecht) ziemlich weit unterhalb des genannten Steines auf die Grenze trifft.

Ungefähr 100 m südlich von dem *Marksteine No. 5* steht auf einer kleinen Anhöhe Serpentin an, häufig braun verwittert. Südlich davon eine sumpfige Wiese. An deren Nordrande, westsüdwestlich hinabgehend, quert man wieder die liegenden Schichten, die hier gut aufgeschlossen sind: Zunächst unter Serpentin etliche Meter Diabas, sodann ein graubrauner sehr quarz- und glimmerreicher Phyllit von gneissartigem Aussehen und gelblichgrauer sericitischer Tonschiefer (Bündner Schiefer?), einige Meter. Darunter weisser und blassgrüner Marmor in mässig dicken Bänken mit hellen und rotbraunen Crinoidenstielgliedern, deren Struktur unter dem Mikroskope noch deutlich erkennbar ist. Er ähnelt dem Lias bei der Ruine *Steinsberg (Ardez)* und scheint eine Einpressung zu sein analog dem Crinoidenkalke an der *Richardsbank (Clemgia)*[1].

Zurück zur Landesgrenze. Die erwähnte sumpfige Wiese hat zum Untergrunde Serpentin, die sich darüber 50 m hoch erhebende Terrasse besteht auch daraus. Er hält noch eine ganze Weile an. Die anscheinend grosse Mächtigkeit erklärt sich dadurch, dass man beinahe im Streichen wandert. Der Serpentin setzt südwestlich[2] oberhalb *Grava lada* vorbei fort und ist als ziemlich hoher Absatz, dessen Fuss riesige Trümmerhalden bedecken, an vielen Stellen bis in die untere *Val Torta* zu verfolgen. Auf der Landesgrenze in etwa 1810 m Höhe folgt dann Schutt. 50 m nördlich des *Grenzsteins 3* bis zu diesem tauchen wieder graue Bündner Schiefer auf, die Lagen von zertrümmertem Gneiss oder feine Quarzitbreccie enthalten. Es ist dies eine in Gneiss eingekeilte Mulde oder Schuppe, die noch etwa 400 m weiter nach Südwesten streicht. Es finden sich darin in buntem Wechsel kalkige, zum Teil verkieselte Lagen, Tonschiefer, Sandtonschiefer und gneissähnlicher Sandstein. Am Südwestende schrumpft der ganze Komplex auf einige Meter zusammen. Stellenweise könnte man ihn mit Tithon oder Muschelkalk verwechseln. Unmöglich wäre es nicht, dass eine oder die andere Formation dabei beteiligt ist.

---

[1] SCHILLER 1904 S. 33—34, 66.

[2] Der vom *Inntale* aus sichtbare trigonometrische Punkt, etwa 250 m nordöstlich *Grava lada* steht auf einem Serpentinfelsen.

Von *Grenzstein 3* aufwärts wird das Anstehende abermals von Schutt und Vegetation bedeckt. Weiter oben tritt Gneiss zu Tage, der dann — gerade bei einem trigonometrischen Signale — von Muschelkalk überdeckt wird (ca. 2085 m Höhe). Verrucano hier nicht zu beobachten, dagegen weiter östlich nach den *Mutzwiesen* zu, wo er ab und an in Gneiss verzahnt ist. Dort sind auch Lagen (Dolomit sowohl wie Kalk) mit Encrinusstielen im Muschelkalk.

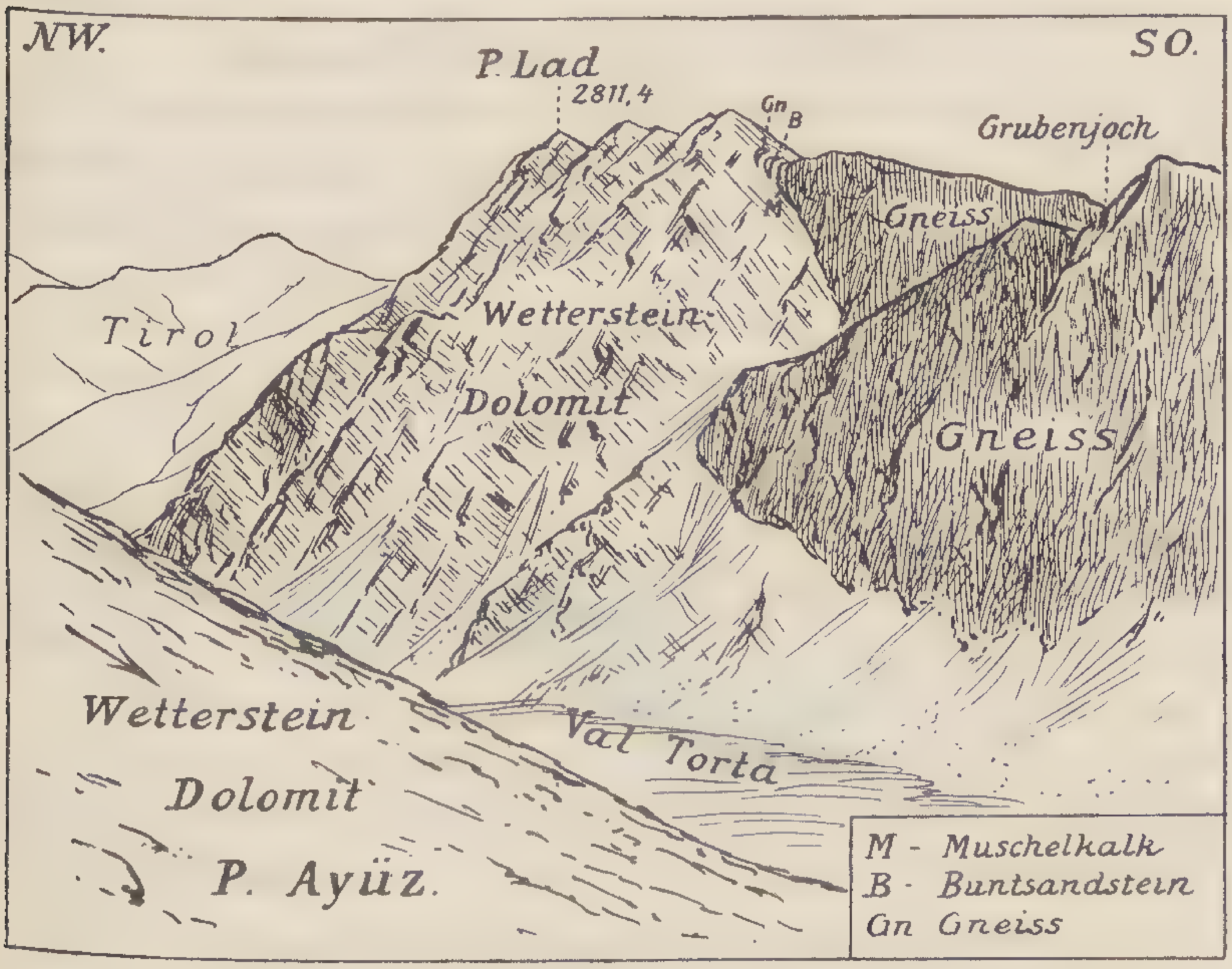


Fig. 4. Blick vom *P. Ayüz* (P. 2671) nach Nordosten auf die Gneissüberschiebung (oder -überfaltung) am *P. Lad.*

Ueber ihm erhebt sich mit auf der Nordseite steilen, von Couloirs zerfurchten Wänden ein Dolomitklotz, dessen mächtige Schutthalden das Liegende grösstenteils verdecken. Es dürfte überwiegend Wettersteindolomit sein; dafür spricht das Aeussere des Gesteins (u. a. die gelblich weissen Dolomite und die schwarzen Tonschieferbeschläge). Hauptdolomit könnte auch darin stecken; das schien mir auf dem Grate zwischen *P. 2811,4* und *2794* der Fall zu sein. In den Dolomiten, die beiläufig mit 20°—45° südlich einfallen, zieht sich dicht über den ausgedehnten Geröllfeldern an der Nordseite des *Piz Lad* ein gut sichtbares Band von Raibler Schichten hin, braunrote und grüne Tonschiefer und Tonsandsteine.

Vom Gipfel des *Lad* steigt man in südöstlicher Richtung immer auf den Schichtflächen hinunter ins *Rojental.* Bei *Seslat* gelangt man an den Rand des Wettersteins, der hier von konkordant fallendem Muschelkalk, Buntsandstein, Verrucano, Casanaschiefer und Gneiss überlagert wird. Damit haben wir das kristalline Grundgebirge erreicht, das nach Osten und Süden allein herrscht.

B. St. Nicla—Val Torta—Piz Russenna.

(Vgl. Profil II Taf. III, Fig. 5 S. 31 und Fig. 6 S. 33.)

Zwischen *Martinsbruck* und *Raschvella* stehen beiderseits des *Inn* die Bündner Schiefer an. Auf der Südseite ragen sie mitunter in steilen von Bachrissen eingesägten Wänden auf, ihre Schichtenköpfe heben sich graugelb von dem dunklen Kiefernbestande ab.

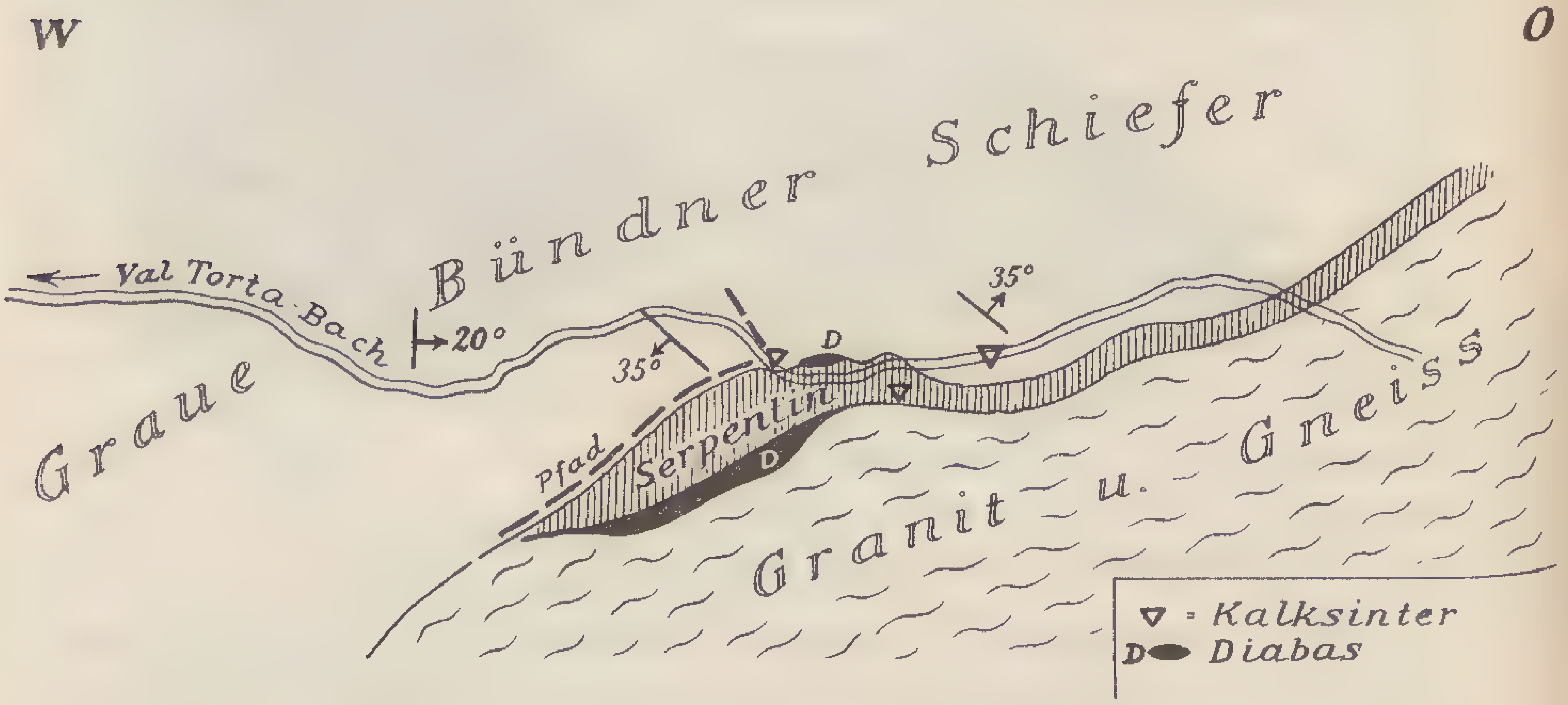


Fig. 5. Serpentin in der unteren *Val Torta.*

Von *St. Nicla* gelangt man auf einem Holzabfuhrwege in südlicher Richtung auf die Mündung des *Val Torta*baches. Von hier in dessen Bette aufwärts gehend sieht man, dass Streichrichtung und Einfallswinkel sehr wechseln, wenn auch Südostfallen mit etwa 30° vorherrscht. In 1120 m Höhe beginnt auf dem linken Ufer eine hohe Mauer aus Schiefern. In der Höhe von 1190 m sind sie zum Teil quarzitisch und grobklastisch; weiter hinauf wieder kalkige Tonschiefer, stellenweise massig. 1280 m: Die Schiefer (35° Südwestneigung) erreichen auf dem linken Ufer ihr Ende.

Es folgt da auflagernd Serpentin in einer ungefähr 25 m hohen Wand mit einer grossen Schutthalde, über dem anscheinend horizontal Diabas, Granit und Gneiss ruhen. Der auf der Karte verzeichnete Fusspfad bildet gerade die Grenze zwischen Schiefer und Serpentin. Auf dem oberen Böschungsrande des Südufers scheint der letztgenannte schon zu verschwinden, wenigstens konnte ich ihn von hier über *Raschvella* bis an den *Inn* nirgends mehr finden, weder anstehend noch Gerölle von ihm. (Erst an dem Bache, der zwischen *Saraplana* und *Plattamala* auf dem linken Ufer in den *Inn* mündet, tritt der Serpentin zu Tage.) Bei 1320 m im *Val Tortabette* zieht das besagte Gestein auch auf das rechte Ufer. An einer Stelle ist dort an der Grenze zum Schiefer Diabas, dicht über dem Wasser. Nochmals springen (1390 m) Bündner Schiefer auf das südliche Ufer.

Von ca. 1400 m aufwärts wird das Anstehende vollständig verdeckt. Die ausschliesslich aus Gneiss und den über ihm liegenden Formationen (Trias und Jura) bestehenden Gerölle lassen darauf schliessen, dass Schiefer und Serpentin endgültig auf das Nordufer übergegangen sind, um die Verbindung mit den im Nordosten zu Tage tretenden herzustellen.

Bei 1470 m erscheint Gneiss. Von hier bis etwa 1860 m bin ich im Bachbette nicht gegangen, doch habe ich die Gneisszone verschiedentlich beiderseits des Tales gequert, so dass auch zweifellos in ihm selbst ausschliesslich Gneiss vorhanden ist.

Wenig oberhalb *P. 1919* liegt unmittelbar über dem Kristallinen ein grauer Kalkschiefer mit Hornsteinlagen von ähnlicher Farbe. Ich kann nicht anders als diese recht mächtigen Schichten, in denen keine normal eingelagerte Dolomitbank vorkommt, für Jura und zwar hauptsächlich Tithon zu erklären. Sie als Muschelkalk anzusehen, halte ich für nicht berechtigt, da der petrographische Habitus dagegen spricht. Da sich ferner ausser kleineren und grösseren Quetschzonen von Dolomit (Wetterstein?) am *Piz Ayüz* rote und gelbe Kalkschiefer mit Foraminiferen, Crinoidenstielen und Wurzeln von Apiocrinus (O.-Lias?) darin finden, und da der ganze Komplex im Streichen nach Südwest in sicheren Jura (*Madals, Plattas*) übergeht, so gewinnt die Auffassung von dem jungen Alter sehr an Wahrscheinlichkeit.

Bei ca. 2190 m in der Talsohle ist die Grenze gegen überlagernden gutgebankten Dolomit, Wetterstein, wie die eingefalteten Raibler Schichten am *Piz Lad* wahrscheinlich machen. Die Zweischalerdurchschnitte aus weisslichen feingeschichteten Dolomitlagen (siehe Fossilienzeichen auf der Karte) könnten das allerdings zweifelhaft machen. Im *Lischannagebiete* wenigstens habe ich Megalodonten gefunden in Schichten, die, wenn sie Wetterstein wären, das tektonische Bild in einer gar kühnen Weise verändern würden.

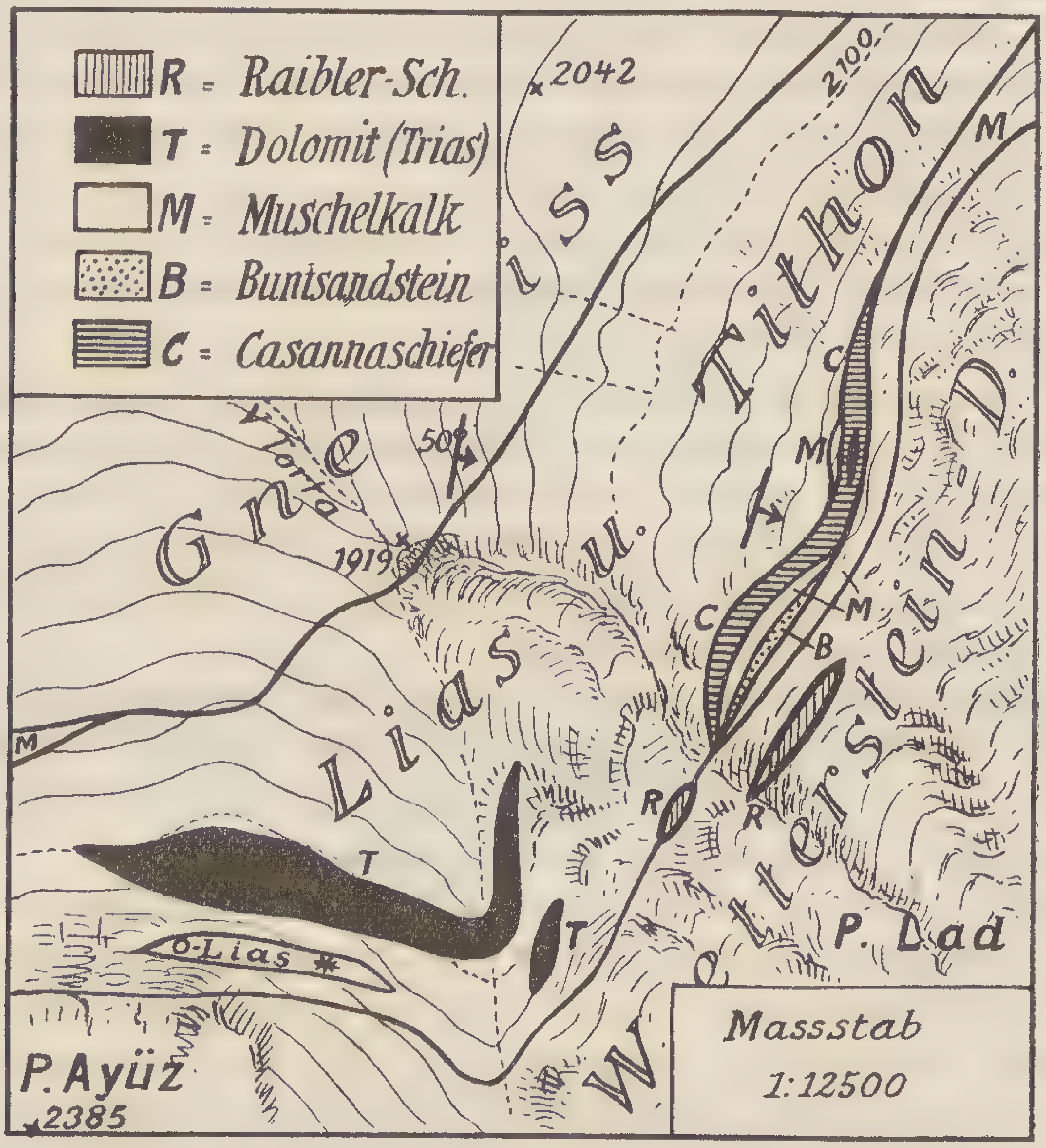

R = Raibler-Sch.
T = Dolomit (Trias)
M = Muschelkalk
B = Buntsandstein
C = Casannaschiefer
2042
2100
Gneiss
Tithon
Lias u.
Wetterstein D.
Torta
50°
1919
M
C
B
R
T
O-Lias
P. Lad
P. Ayüz
2385
Massstab
1:12500

Fig. 6. Spezialkärtchen der oberen *Val Torta.*

An der unteren Grenze des Wettersteins finden sich auf dem rechten Talgehänge allerhand Quetschzonen von geringer Mächtigkeit (siehe das Spezialkärtchen Fig. 6 S. 33), glänzend schwarze Casanaschiefer (bis zu 6 m), Verrucano-Buntsandsteinstufe. Muschelkalk (mit den charakteristischen unteren Lagen von graugelblichem quarzitischem Dolomit) und Dolomitbänke zweifelhaften Alters, auch Raibler Schichten (bis zu 2 m braunrote und rostige braungelbe Tonschiefer mit verkieselten Dolomitlagen — ca. 0,08 m mächtig, grau, angewittert gelbbraun); sie sind mit Dolomit durchquetscht und im Streichen hier und da verschoben.

An der oberen Grenze (im Tale bei 2520 m) der beiläufig 30°—50° südöstlich fallenden Dolomitmasse kehrt der hangende Schenkel (Muschelkalk und Gneiss) wieder, ebenfalls mit kleineren Einpressungszonen, am *Piz Lad* (südlich von *P. 2794*) von Gneiss und Buntsandstein, am *Ayüz* (nördlich *P. 2671*) von Muschelkalk.

Ein merkwürdiger Fund[1] sei hier noch erwähnt. Auf dem Kamme der grossen Gneissüberschiebungsdecke, die stellenweise Granatgneiss (zwischen *Grubenjoch* und *P. 2743*, zwischen *Piz Russenna* und *Aeusserem Nockenkopfe*, zwischen der *Aeusseren Scharte* und *P. 2693*), granatführenden (südlich der *Aeusseren Scharte*) dunkelgrünen Hornblendeschiefer, Glimmer- und Casanaschiefer (westlich *Grüne Pleisen*) enthält, ist zwischen *Grubenjoch* und *P. 2743* ein winziges Fleckchen eines weissen, grau verwitterten Marmors[2] in Gneiss eingeknetet. Die Entfernung vom Triasrande im Nordwesten beträgt knapp 400 m (in der Horizontalprojektion gemessen). Anscheinend liegt hier der stark metamorphosierte Rest des fast vollständig von der Bildfläche verschwundenen Mesozoikums vor. Am wahrscheinlichsten wäre es wohl Muschelkalk. Ueber die Gründe zu dieser Annahme siehe S. 11—12 unter „Marmor“.

C. Plattamala—Lavinèr—Piz Ayüz.

(Vgl. Profil III Taf. VI.)

Der grosse Serpentinzug, der vom *Schwarzsee (Lai nair)* her die Schweizer Grenze querend sich in die *Val Torta* zieht, ist von da ab nicht mehr zu verfolgen, vielleicht setzt er unter Diluvium verdeckt über *Raschvella* südwestlich fort. Erst auf dem linken Ufer des *Inn*, am Nordostrande der *Plattamala* beiderseits der Strasse *Strada-Remüs* ist er anstehend zu finden. Er verschwindet indes nach Westen am Berghange hinauf wieder, ist hier offenbar ausgequetscht, so dass Bündner Schiefer (auf dieser Linie steil südöstlich geneigt) unmittelbar den Granit unterlagert. Abermals schiebt sich eine Serpentinmasse bei *„Pazza“* östlich *Remüs* dazwischen, indes wird er vom Schiefer noch durch eine senkrecht südsüdöstlich fallende Gneisslage getrennt. Von hier ab wird er bis über das *Uinatal* hinaus unsichtbar und tritt dann in zwei Zügen auf, die südlich an *Schuls* vorbeiziehen.

Der Granit der *Plattamala* findet anscheinend seine Fortsetzung in der Zone südöstlich *Sent* (Strasse *Crusch-Schuls*), kann aber auch von dem südlich angrenzenden Gneiss schwer getrennt werden. In letztgenanntem steckt beispielsweise an dem Wege *Raschvella-Prümaran* Augengranitgneiss bis zur Höhe von 1410 m, vielleicht anderwärts noch höher. Der echte schieferige Gneiss bildet fast ausschliesslich den ganzen unteren Abhang auf dem rechten *Innufer* zwischen *Raschvella* und *Sent.* Er ist dicht mit Nadelholz bestanden. Einzelne Zonen, die parallel den allgemeinen Streich- und Ueberschiebungslinien verlaufen, nämlich Nordost-Südwest, weisen beträchtliche Höhenunterschiede auf. Besonders fallen die Abstürze der *Parai-Sassalm* ins Auge, aus denen sich steile Tobel (*L'Urezza* und *Lavinèr*) herabschlängeln. Solche Terrassen im Gneiss sind im *Engadin* doch wohl zu auffällig, als dass man sie von der nagenden Tätigkeit des *Inn* allein herleiten könnte, der ja annähernd dieselbe Richtung hat und auch dort einmal sein Bett gehabt haben mag; ich bin geneigt, sie auf tektonische Ursachen zurückzuführen, da es doch sehr wahrscheinlich ist, dass auch der Gneiss in sich verworfen und überschoben worden ist.

---

[1] Vgl. S. 10—12.

[2] Ein Dünnschliff hat keinerlei organische Struktur ergeben.

Man unterlasse aus verschiedenen Gründen den halsbrecherischen Versuch, da wo *„Lavinèr"* auf der Karte steht, hinaufzuklimmen. Man steige von der *Innbrücke* am Ausgange der *Val d'Assa* auf dem nicht immer gut erkennbaren Wege zur *„Chavradüra"* genannten Blockhütte *(P. 1848).* Von da auf der Isohypse sich nördlich wendend gelangt man zu einem Einrisse (südlich des linken *Lavinèr*armes), wo zwischen dem festen Gneiss und dem Muschelkalke eine etwa 10 m mächtige Schicht liegt, die aus Casanaschiefern, Verrucano und zu oberst aus grünem, glimmerreichem Tonschiefer besteht, der vielleicht der Buntsandsteinstufe angehört. Auch im linken Arme von *Lavinèr* sind diese Formationen, wenn auch viel schlechter aufgeschlossen. Auf diesem Bande ist eine kleine Strecke weit ein Gebilde, das wie ein Pfad[1] aussieht, was in dieser Wildnis, die auf mich den gewaltigsten Eindruck gemacht hat, etwas seltsam wirkt. Noch weiter nördlich sind die genannten Schichten nicht mehr aufgeschlossen, der Gneiss erreicht etwa in der Runse *L'Urezza* seine grösste orographische Höhe (ca. 2010 m).

Im linken *Lavinèr*arme quert man hinauf Muschelkalk und Wetterstein, der vereinzelte Lagen von eingefaltetem grauem Kalkschiefer (Tithon?) enthält. Bei ca. 2250 m Grenze des Wettersteins gegen rote und graue Kalkschiefer verschiedenen

---

[1] Auch auf der topographischen Karte verzeichnet.

Alters, die manchmal Quetschzonen von Dolomit (Wetterstein?) enthalten. An zwei Stellen, und zwar zunächst über dem Wetterstein, fand ich Rhät. An dem südlichen der beiden Fundorte — es steht dort ein trigonometrischer Punkt — war nur ein grauer Kalk mit fraglichen verkieselten Lithodendren, an dem nördlichen grauer Mergelkalk mit Echinodermenstruktur und Schalendurchschnitten. Auch Muschelkalk, der ja am *Piz Lad* rote und graue Kalkschiefer enthält, ferner Lias werden wohl darin stecken. In der Hauptsache dürfte aber der etwa 80—100 m mächtige Kalkschieferkomplex aus Tithon bestehen, weil er weiter südlich im gleichen geologischen Niveau tatsächlich aus solchem besteht, wie die verschiedenfarbigen Hornsteine usw. auf der ganzen Linie und die Versteinerungen bei *Plattas* bezeugen. Deswegen habe ich sie einheitlich mit der Farbe dieser Formation bezeichnet.

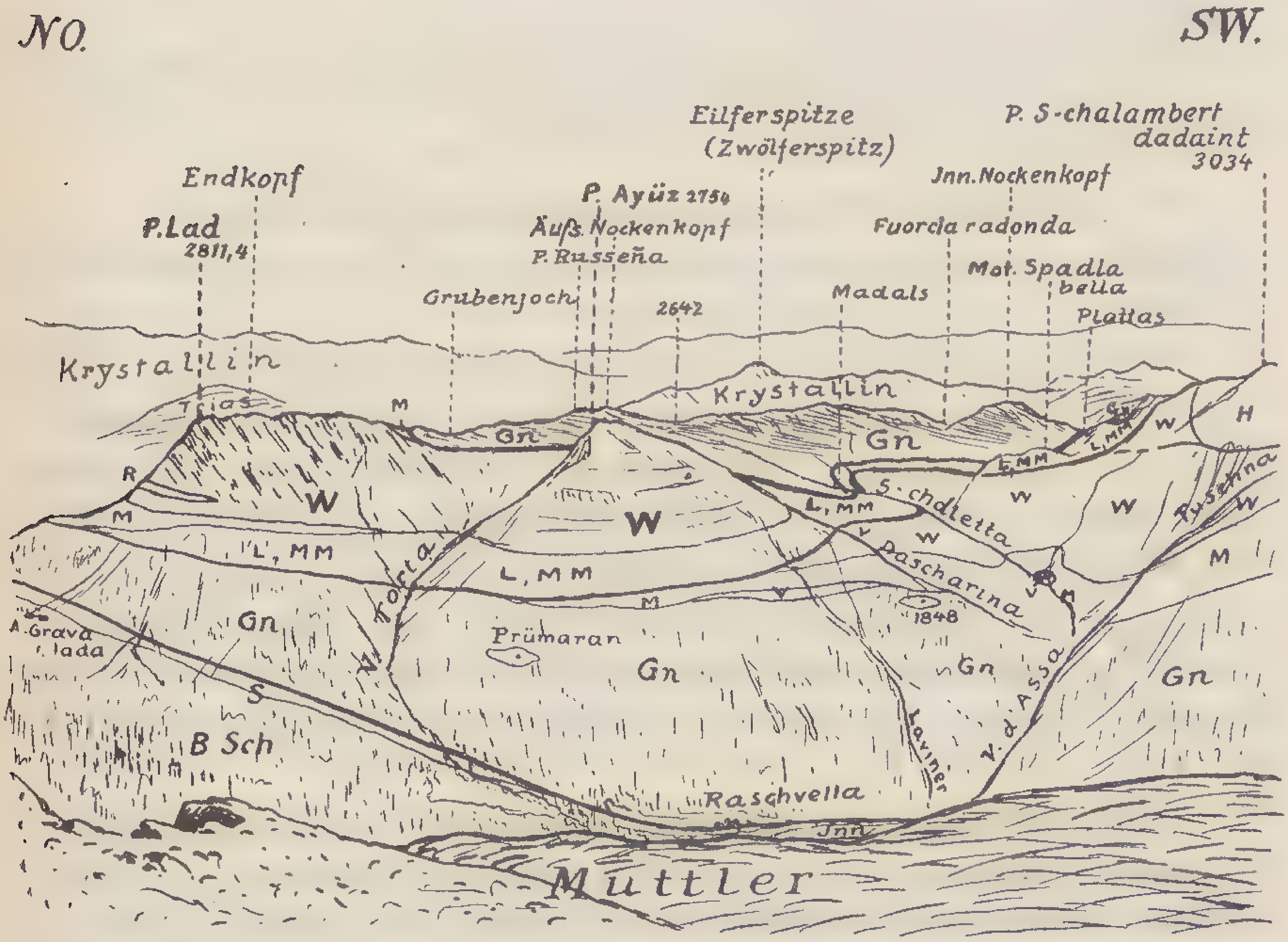

NO.
SW.
Eilferspitze
(Zwölferspitz)
P. S-chalambert dadaint 3034
Endkopf
P. Ayüz 2754
Jnn. Nockenkopf
P. Lad 2811,4
Äuß. Nockenkopf
P. Russeña
Fuorcla radonda
Mot. Spadla bella
Grubenjoch
2642
Madals
Plattas
Krystallin
Trias
M
Gn
Krystallin
Gn
H
W
R
W
L, MM
W
L, MM
S-chdletta
W
M
L, MM
W
W
Ryseña
W
L, MM
Forta
Daschaŕina
M
V
M
A. Grava lada
Gn
Prümaran
1848
Gn
Gn
Gn
S
B Sch
Laviner
V. d. Assa
Raschvella
Jnn
Muttler

Fig. 7. Blick vom *Muttler* nach Südosten auf die *Piz Lad*-Gruppe (nach phot. Aufn. von Dr. Paulcke).

BSch = Bündner Schiefer.
S = Serpentin.
MM = Tithon.
L = Lias.
H = Hauptdolomit.
R = Raibler Schichten.
W = Wetterstein-Dolomit.
M = Muschelkalk.
V = Verrucano, Buntsandstein.
Gn = Gneiss.

Bei 2370 m beginnt der hangende Schenkel des Wettersteins, der die ganze obere *Ayüzmasse* bildet; in ihm ist vereinzelt grauer Kalkschiefer eingefaltet, der wohl den hangenden Muschelkalk darstellt.

In der Scharte *P. 2671* zwischen *Piz Ayüz* und *Piz Russenna*, von der der linke *Lavinèr*arm seinen Ursprung nimmt, ist die Grenze gegen die überlagernde kristalline Decke (Casana-, Glimmerschiefer, Gneiss usw.).

Das Fallen des gesamten Mesozoikums auf der Westseite des *Ayüz* ist im Mittel 30°—50° Südost.

D. Remüs—Val d'Assa—Nockenköpfe und Plattas.

(Vgl. Profil IV Taf. III.) (Siehe auch THEOBALD 1864 S. 295 und GÜMBEL 1888 S. 18, 19.)

Geht man von *Remüs* aus an der Hauptstrasse entlang nach *Strada* zu, so ist das Anstehende, Bündner Schiefer, zunächst unter den *Inntal*geröllen, Gehängeschutt und Vegetation verborgen. Kurz bevor ein Weg, der vom Nordostausgange des Dorfes kommt, die Strasse kreuzt, um an dem Häuschen *P. 1098* vorbei die *Innbrücke* bei *Val d'Assa* zu erreichen, treten die grauen Bündner Schiefer hier etwas abweichend fast senkrecht südsüdwestlich fallend zu Tage (südlich des *„h“* von *Ramosch* auf der topographischen Karte).

Daran schliesst sich ziemlich lotrecht süd- bis westsüdwestlich fallender oder überkippt steil nördlich fallender Gneiss (im Bache gemessen) schräge über die Strasse streichend, der grünlichen Sericitphyllit[1], schwärzlichen Casanaschiefer und grünen Spilitschiefer enthält. Diese Zone ist am Berge hinauf in der Streichrichtung, die hier wieder in die allgemeine nordost-südwestliche einbiegt, zu verfolgen, keilt dann aber schnell aus.

Eine nördlich der Strasse aufgeschlossene Serpentinmasse folgt, setzt jedoch auch nur eine Strecke nordöstlich fort, um einer andern Quetschzone, aus grünem Diabas, Diabasporphyrit und grünem tonhaltigen Sericitschiefer bestehend, Platz zu machen, deren Ausdehnung ebenfalls sehr beschränkt ist.

Auf den Serpentin, Grünschiefer und grünen Schiefer, bzw. weiter nordöstlich anscheinend unmittelbar auf die Bündner

---

[1] „Bei lentikularer bis schieferiger Textur erscheinen undulöse Quarze, Calcitadern, Titanitnester, Orthoklase und Plagioklase in undeutlichen Resten, dazwischen drängen sich überall die Sericitflasern“ (GRUBENMANN).

Schiefer, legt sich die überschobene Granitmasse der *Plattamala.* Die Grenze gegen den südlich daran stossenden Gneiss fällt annähernd mit der Strasse zusammen, die unterhalb des mächtigen Felsens entlang führt. Der gut geschieferte Gneiss ist ziemlich steil südlich geneigt und scheint den Granit zu überlagern.

Ehe wir die *Innbrücke* überschreiten, sei noch einer ganz zertrümmerten Dolomitmasse gedacht, die sich nördlich der Hütte *P. 1098* direkt unterhalb der Landstrasse befindet und durch ihre graue Farbe von dem Kristallinen absticht, zu dem sie augenscheinlich in gar keinem Verbande steht. Es sieht so aus, als ob hier Riesenblöcke vom *Piz S-chalambert dadora* herabgestürzt wären.

Auf dem Südufer quert man die Grundmoränenreste und Innschotter und wendet sich dann auf dem Vieh- und Holzwege südlich, um dauernd auf dem linken Ufer des *Assa*baches im Gebiete des Gneiss aufzusteigen, der hier nicht wie nördlich des *Inn* südlich fällt, sondern mit 20°—40° nordnordwestlich bis nordwestlich. Im Bachbette selbst ist deswegen nicht möglich zu gehen, weil eine schroffe Gneissbarre einen Wasserfall verursacht. Ab und zu kommen hornblendereiche Schichten vor. Von 1430 m an öffnet sich ein mit Schutt bedeckter Talkessel.

Da die beigegebenen Karten, Profile und Skizzen allein nicht für alles Erwähnenswerte ausreichen, und auch einer oder der andere vielleicht meine Untersuchungen nachprüfen möchte, da ferner der Text besser als eine Karte erkennen lässt, ob und wie weit die Beobachtungen richtig sind, so will ich alle die verschiedenen Routen besprechen, die besonders lehrreich für die geologische Erkenntnis sind.

a) Val Dascharina.

(Siehe auch THEOBALD 1864 S. 294, 295).

Ueber den Steg (ungefähr auf Höhenkurve 1500) auf die rechte Seite des *Assa*baches und auf dem unteren Fusspfade bis an die *Dascharina.* Hier ist annähernd bei 1680 m der steil südlich fallende Gneiss und Hornblendeschiefer zu Ende, dann Schutt.

Bei rund 1700 m Muschelkalk. 1780 m, nördliches Ufer: Dünnschieferige und dickbankige Kalke, oft rot und mit roten Tonbeschlägen, zum Teil fleckig, hell- und dunkelgrau, auch grauweisser, dünnblätteriger Kalkschiefer, glimmerhaltig. Die Lagerung ist sehr gestört. An einer Stelle ca. 30 m mächtige Schieferkalke, nach dem Hangenden in Dolomit übergehend, dann wieder Kalk; auch im Streichen scheinen beide Gesteinsarten abzuwechseln, doch sind das wohl zwei verschiedene tektonisch aneinandergepresste Niveaus; wegen des vielen Schuttes ist das nicht erkennbar. In den kalkigen Lagen fanden sich zahlreiche lithodendronähnliche Gebilde. Vielleicht ist hier schon Rhät eingepresst.

Denn über den Dolomiten, die sich noch bis etwa 1850 m im Bache hinaufziehen und wohl noch zum Muschelkalke, vielleicht aber schon zum Wetterstein gehören, steht wirklich Rhät an (Südufer, nördlich Gehängeschutt). Es sind ca. 50—60 m mächtige, jedenfalls zusammengestauchte kalkig-tonige Schichten, teilweise bröckelige Tonschieferlagen von schwarzgrauer Färbung. Besonders auf den bräunlich angewitterten Flächen des Mergelkalkes sieht man hin und wieder eine Menge schlecht bestimmbarer Zweischaler, darunter Pecten? sp.

Die Rhätzone keilt nach Nord und Süd bald aus; besonders auf dem Gehänge, das sich zum *Spi della Ghaldera* hinaufzieht, treten rasch die überschobenen Dolomite, die ich der Hauptsache nach für Wetterstein anspreche, bis an den Bach heran. In den abgebröckelten Stücken fanden sich schwarze Kieselknollen. Das Bachbett selbst wird von der Grenzschicht des Rhät zum Wetterstein erst bei etwa 2020 m gekreuzt. Hier sind jedoch nur wenige reine Dolomitbänke, es beginnen Reibungsbreccien, oft mächtige Dolomitblöcke und -zonen und Gesteine anderer Formationen. Sie bestehen aus roter, toniger Dolomitbreccie (Wetterstein? und Hauptdolomit? vermengt mit Raibler Schichten?, Lias?), roten und grauen Kalkschiefern (Muschelkalk?, Lias?, Tithon?), vereinzelt auch Casanaschiefer, Verrucano, Buntsandstein, Muschelkalk, Lithodendron?-Kalkschiefer (Rhät?); an einer Stelle sichere Rhätmergel, auch zweifelloses Tithon (graue Hornsteinkalke und schwarzgrauer Hornstein mit glimmerführenden Tonschieferlagen). Da es unmöglich ist, ein solches Knäuel von Formationen, die meistens nicht einmal genau bestimmbar sind, naturgetreu darzustellen, so ist die kolorierte Karte, die diesem Aufsatze beigegeben ist, in der Hinsicht nur als ein schwacher Versuch zu betrachten. Meist habe ich die Signatur des Tithons gewählt, weil das überwiegend vertreten ist, wie besonders nach Süden zu (*Madals*) im Streichen erkennbar ist.

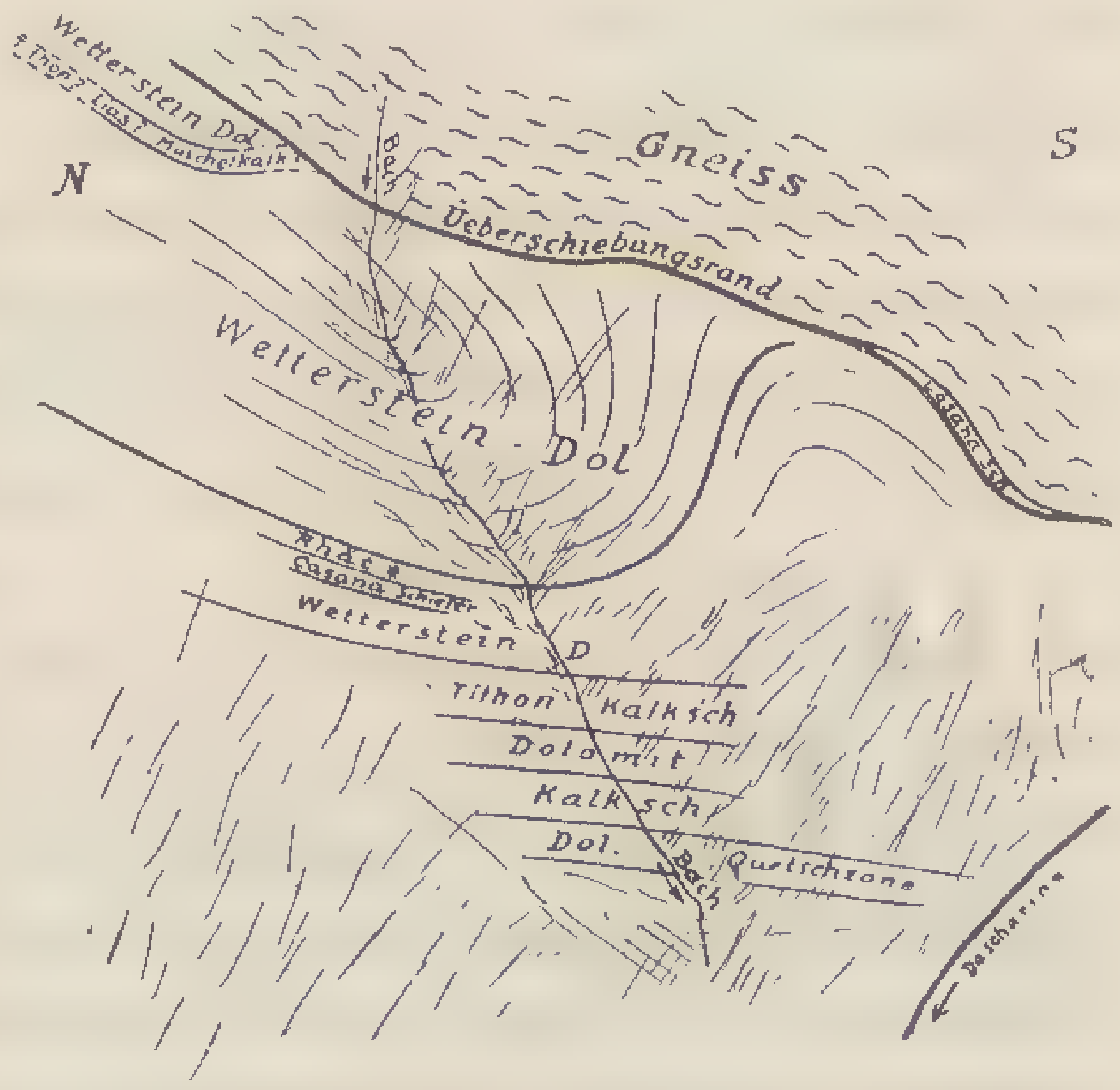
Bei 2240 m legt sich über den Sedimentärkomplex die Gneissdecke (unterhalb *P. 2276*).

Wir wollen noch geschwind einen Abstecher in den rechten Nebenarm der *Val Dascharina* machen, der in der Höhe von 2085 m in Ostnordnostrichtung abzweigt und gegen den *Piz Russenna* hinaufzieht. Da gibt's nämlich etwas, was man sonst im ganzen Gebiete nicht wieder zu sehen bekommt.

Man quert beim Hinaufsteigen zunächst die Kalkschiefer, die aus Rhät, Lias und Tithon bestehen, ohne dass sie im einzelnen bestimmt einer oder den andern Formationen zugeschrieben werden könnten. In sie eingefaltet sind mehrere Zonen von Triasdolomit (Wetterstein? und Hauptdolomit?).

Am orographisch rechten Uferhange (etwa 100 m unterhalb der Gneissüberschiebungslinie) in 2400 m Höhe steckt ein schmaler Streifen schwarzer Casanaschiefer zwischen Dolomit und grauem Mergelkalkschiefer, der an dieser Stelle zahlreiche Echinodermenreste und Zweischalerdurchschnitte enthält und ganz das Aussehen rhätischer Schichten hat (siehe das Petrefactenzeichen auf der Karte).

Ueber den Kalkschiefern liegt typischer, dünngebankter Wetterstein, der stellenweise schlanke, 1 cm lange Schnecken (Chemnitzia? sp.) in leidlichem Zustande und in Menge enthält (siehe das Fossilienzeichen der Karte). Der ist nun im Bachbette gut aufgeschlossen und zwar günstigerweise gerade an dem Charnier einer nordwestlich überkippten Mulde. Wie ungeheure Hufeisen sind die grauen Bänke gebogen (siehe Skizze Fig. 8 S. 40).


Wetterstein Dol.
?Trias? Lias? Muschelkalk
N
Bach
Gneiss
S
Ueberschiebungsrand
Wetterstein Dol
Casana Sch.
Rhät & Casana Schiefer
Wetterstein D
Tithon Kalksch
Dolomit
Kalksch
Dol.
Bach
Quetschzone
Dascharina
Fig. 8. Südwestabhang des *Piz Russenna.*

Nach dem Hangenden treten dann wieder Kalkschiefer auf, die zum Teil jedenfalls den wiederkehrenden Muschelkalk bilden, der mit Unterbrechungen zwischen Wetterstein und Gneiss südlich um *Piz Lad* herumstreicht.

b) Weg von Val d'Assa nach Alphütte Madals.

Vom Brückenstege (Höhenkurve 1500 m) im *Assa*tale auf leidlichem Wege zum Höhenrücken „*Madals*". Beiderseits zunächst noch Gneiss (westnordwestlich geneigt).

Bei 1650 m geht Muschelkalk über den Weg, Verrucano und Buntsandstein sind entweder nicht vorhanden oder verdeckt. Der in den liegenden Schichten stark zertrümmerte Muschelkalk lässt erst bei 1740 m Höhe Nordfallen mit 20° erkennen.

Bei 1825: Mergelschiefer, vielleicht einige Meter, die tektonisch und stratigraphisch ganz offenbar dem Rhät im Bette der *Dascharina* entsprechen. Weil darüber typischer Wetterstein liegt, könnte man auch geneigt sein, an Partnachschiefer zu glauben. Eine mergelige Ausbildung an der Grenze Muschelkalk-Wetterstein habe ich aber nirgends sonst im *Unterengadin* sicher beobachtet.

1875 m: Zwei kantengerundete erratische Blöcke von Quarzporphyr? STACHE[1] hat auch Effusiva, und zwar Labradorporphyre, die vielleicht von der kristallinen Decke des Grenzgrates *Munt Russenna* stammen, in der *Val „Porta“ (Torta)* westlich am *Piz Lad* gefunden. Möglicherweise sind es aber Spuren der *Inn*talmoränen. Denn ich habe ein grünlich graues Effusivum (Quarzporphyr?), ebenfalls kantengerundet, an dem Wege *Raschvella—Grava lada* in 1420 m Höhe aufgelesen, wo der Rest einer Grundmoräne aufgeschlossen ist.

Bei 2040 m tritt der Weg an eine kleine Felsenmauer; hier ist der Wald zu Ende, und es erstreckt sich darüber der sanft ansteigende Weiderücken, aus dessen Grase überall Gesteine jüngerer Formationen herausschauen. Die Mauer selbst baut sich über Wetterstein auf und stellt eine bunte Reibungszone verschiedener Formationen dar. Ein beliebiges Profil ergibt z. B.:

Tithon	Hangendes { Etc. Etwa 2 m schwarze knollige tonige Hornsteine Graue Hornsteinkalke	
	Graue Kalkschiefer	einige Meter
	Graue, gelbe, rote und braune kieselige Mergelkalke mit Radiolarien (?) (wie das sog. Neocom am *Lischanna*)	einige Meter

---

[1] STACHE und JOHN 1877 S. 212ff. und Uebersichtskarte Taf. I S. 242.

Raibler?	Rotweiss gestreifte, sandige Tonschiefer	ca. 1 m
	Rötlichgrauer, verkieselter Dolomit	
Wetterstein?	Grauer, feinkristalliner, geschieferter Dolomit	
	Dolomitbreccie	
Raibler?	Nach oben zu mit braunroten glimmerigen, sandigen Tonschieferlagen Gelblichgrauer Dolomit mit braunen, glimmerigen, sandigen Tonschieferputzen	
Wetterstein	Als Liegendes	

Das Weideland bis zur kleinen, von einem *Remüser* Schafhirten bewohnten Hütte bedeckt überwiegend Tithonschichten, braunrote und schwarze Radiolarienhornsteine, sowie graue hornsteinführende Kalkschiefer. Dazwischen sind Bänke von Dolomit, an einer Stelle Rhät? (einzelne Kalkblöcke mit Lithodendren, zum Teil Exemplare mit undeutlicher Septenstruktur), an einem andern Orte Allgäuschiefer? (gelblichgrauer Mergel mit kohligen Resten, den ich vom *Uinatale* nordöstlich nur an zwei Punkten gefunden habe[1].

In der Nähe der Hütte beginnt die kristalline Decke, an ihrer Basis Spuren des ausgepressten Mittelschenkels, nämlich triadischer Dolomit und Kalkschiefer, der entweder dem Muschelkalke zugehört oder Rhät, Lias, Tithon sein mag.

c) Fontana Chistaina—S-chaletta—Innerer Nockenkopf.

Jetzt gehen wir von der Brücke des *Assa*baches (1500) auf der orographisch linken Seite der *Val d'Assa* ein Stück weit hinauf, bis der dürftige Fussweg bei 1570 m auf die rechte Seite führt. Genau dort ist der Gneiss zu Ende. Verrucano und Buntsandstein nicht sichtbar. Von jetzt ab im stark gefältelten Muschelkalke; Hauptfallrichtung südöstlich. Er zeigt jedoch Unregelmässigkeiten im Streichen. Der Bach hat den Scheitel eines Sattels durchschnitten, der sich senkrecht zur Hauptstreichrichtung aufgeworfen hat. Auf dem rechten Ufer Neigung der dünnplattigen Kalke und Dolomite zu unterst 20°—50° ostnordöstlich, sehr unruhig gewunden, linksseits südwestlich mit 40° oder flacher.

---

[1] Ueber den andern Punkt siehe S. 45.

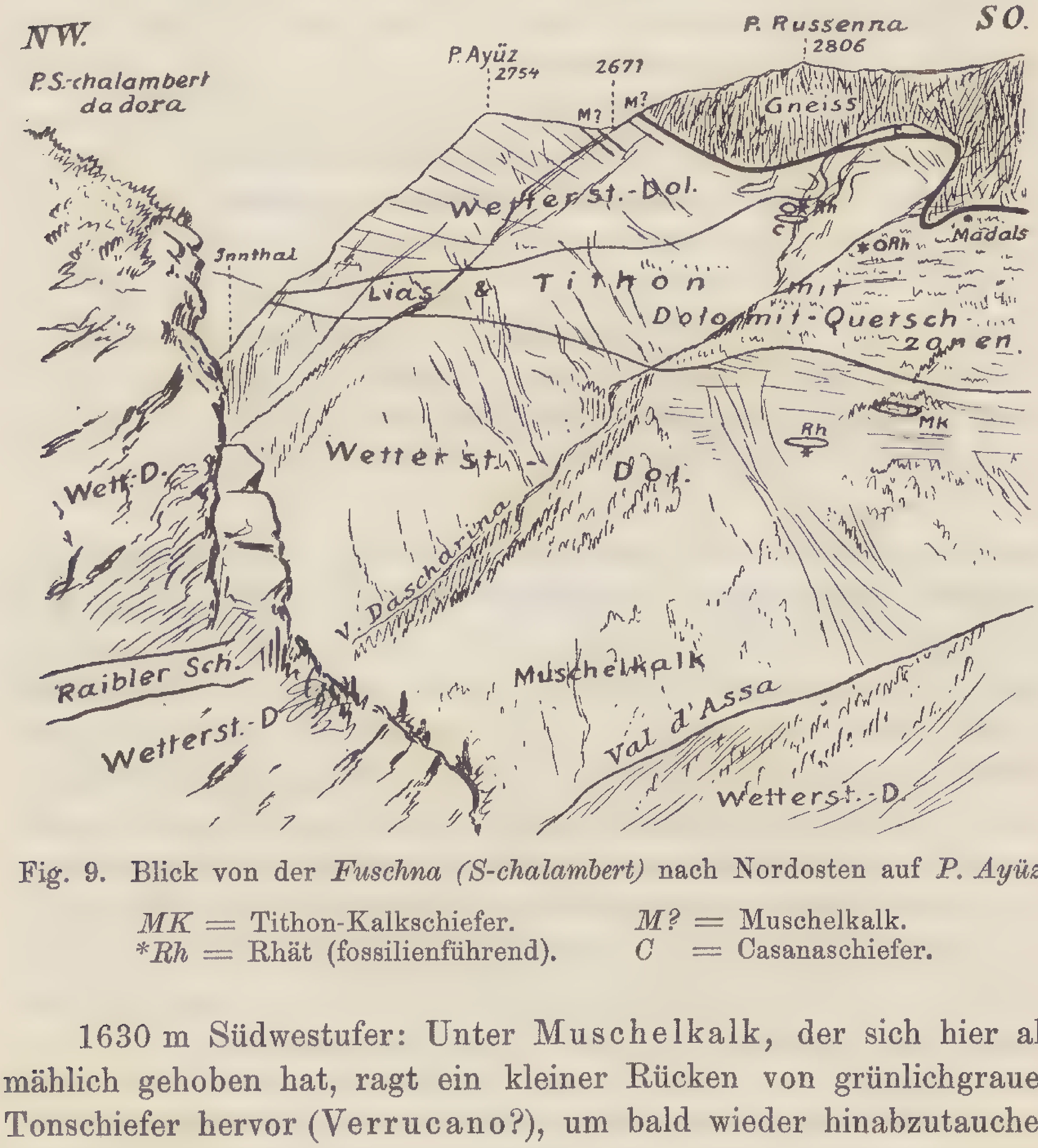

NW.
P. S-chalambert da dora
P. Ayüz 2754
2671
M?
M?
P. Russenna 2806
SO.
Gneiss
Wetterst.-Dol.
Innthal
Lias & Tithon
ÖRh
C
*ÖRh
Madals
mit Dolomit-Quetschzonen.
MK
Rh
Wetterst.-Dol.
Wett-D.
V. Daschadrina
Raibler Sch.
Wetterst.-D
Muschelkalk
Val d'Assa
Wetterst.-D.

Fig. 9. Blick von der *Fuschna (S-chalambert)* nach Nordosten auf *P. Ayüz.*

MK = Tithon-Kalkschiefer. *M?* = Muschelkalk.
**Rh* = Rhät (fossilienführend). *C* = Casanaschiefer.

1630 m Südwestufer: Unter Muschelkalk, der sich hier allmählich gehoben hat, ragt ein kleiner Rücken von grünlichgrauem Tonschiefer hervor (Verrucano?), um bald wieder hinabzutauchen. Oberhalb des Brückensteges *1696*, da wo das zur *Fontana Chistaina* führende Tal umbiegt, tritt abermals das Liegende zu Tage. Der Gehängeschutt ist stellenweise zu einer modernen Nagelfluh versintert. Braunrote und graugrüne, glimmerführende, tonige Sandsteine sind im Bachbette aufgeschlossen, darunter ist sogar noch ein wenig Gneiss sichtbar. Der in sich noch mehrmals gefaltete

Verrucano und Buntsandstein (Streichen Ostnordost-Westsüdwest) hält noch eine Weile an und verschwindet dann steil südsüdöstlich fallend, unter Muschelkalk, aus dem durch ein Felsenloch die *Fontana Chistaina* herausstürzt.

Die Quelle wird gewöhnlich als Merkwürdigkeit hingestellt, weil sie unvermutet aus einer steinernen Wand zum Vorschein kommt und angeblich innerhalb der Tageszeiten verschieden stark fliessen und sogar häufig ganz aussetzen soll. Beides ist im Grunde nichts Ungewöhnliches. Ich habe mir auch erzählen lassen, dass die Schwankungen der Wassermasse nicht gar so besonders gross sein sollen.

Man kann häufiger beobachten, dass Schmelz- oder Regenwasser in klüftigem Gesteine oder in Geröll versickert und auf irgend einer festen Dolomitbank, die zufällig keinerlei Risse aufweist, wieder zu Tage tritt. Dass dann an kalten Tagen gegen Abend das Wasser gefriert und der Felsen versiegt, ist nicht verwunderlich. Oder dass in besonders trockener Jahreszeit die Schneeflecke hoch oben bald weggetaut sind, hat mancher durstige Wanderer schon zu seinem Schmerze erfahren, wenn er sich darauf verliess, aus einer ihm bekannten Quelle schöpfen zu können. Kommt dann ein heftiger Regen, so fliesst das Wasser in kurzem wieder.

THEOBALD[1] hat die *Fontana Chistaina* eingehend beschrieben.

Geht man noch höher, so folgt über dem vielerorts stark gefalteten Muschelkalke Wetterstein mit grossen Diploporen und naticaähnlichen kleinen Schnecken. Auch der Wetterstein (vgl. Fig. 3 S. 25) muss in grosse liegende Falten gelegt sein, sogar Muschelkalk könnte darin stecken. Denn die Dolomite wechsellagern mit Kalkschiefern (in der Höhe von etwa 2270 m), die im Wetterstein als normales Glied kaum vorzukommen scheinen.

Hier kehren wir um und wenden uns dem *S-chaletta* genannten Einrisse zu, und zwar demjenigen Zweige, dessen Verlängerung gerade auf *P. 2693* des Grenzgrates treffen würde.

Nach Abzweigung von *Val d'Assa (1696)* Verrucano-Buntsandstein, beiderseits des Baches flach nordwestlich fallend. 1750: Muschelkalk. 1980: Dünnplattige Dolomite fast senkrecht südlich fallend (noch Muschelkalk?). Die darüber folgenden Schichten, die nach dem Hangenden zu wieder mehr wagerecht gelagert sind, gehören wahrscheinlich schon dem Wetterstein an; es ist aber, glaube ich, unmöglich, eine sichere Grenze zu ziehen. 2010—2050: Feingeschichtete, dunkle, plattige Dolomite (Wetterstein?). 2120: Deutliche Schnecken und undeutliche grosse Diploporen massenhaft (siehe das Fossilienzeichen); hier sind wir bestimmt schon im Wetterstein.

---

[1] 1864 S. 295, 296.

Verfolgt man sein Streichen in Westnordwestrichtung nach *Val Dascharina* zu, so findet man hier und da Tithon eingezwängt, an einer Stelle (über dem *„h“* von *„S-chaletta“*), wo der Hang etwas vor- und zurückspringt, im Tithon Rhät (Bactryllien führende Mergelschiefer und darunter Mergelkalke und Kalke mit Einzelkorallen [1,5 cm Durchmesser], Crinoidenstielgliedern, Seeigelstacheln und vielen nicht näher bestimmbaren Zweischalerdurchschnitten, darunter Lima? sp.).

Oberhalb der Teilung (2200) des *S-chaletta*baches machen wir einen Abstecher im orographisch rechten Zweige hinauf. 2230: Ueber dem Wetterstein ca. 10 m Dislokationsbreccie von Wetterstein (mächtige Dolomitblöcke) und dem darüber folgenden Tithon (Kalkschiefer etc.). Mit der letztgenannten mannigfaltigen Gesteinsserie (30 m) sind graue Mergel und graublaue blätterige Tonschiefer verknüpft, die grosse Aehnlichkeit mit den Allgäuschiefern des Lias haben. Seitlich und wechsellagernd scheinen sie in typisches Tithon überzugehen. Darüber noch einige Meter Dolomit, dann (2290) Gneiss.

Zurück bis auf 2200 und im linken Bacharme hinauf. Ueber dem Wetterstein und der Dislokationsbreccie scheint ausser Tithon auch Lias vorzukommen. Ich fand wenigstens Gerölle eines graugelblichen Mergelkalkes mit Dolomitbrocken, der grosse Pentacrinus- und Apiocrinusstielglieder barg, die hauptsächlich im Lias vorzukommen scheinen. Anstehend habe ich ihn hier nicht gefunden, dagegen blassroten Kalk mit Apiocrinusstielen.

Mancherorts sind die obersten Sedimentärgesteine unter dem Schutte des darüberfolgenden (2270) kristallinen Grundgebirges begraben, Casanaschiefer (östlich *P. 2296 Mot Spadla bella*), Gneiss, Granatgneiss, Strahlsteinschiefer und Granatamphibolit. Steigt man über eine riesige Schutthalde von Gneiss und Hornblendeschiefer bis auf die Kammhöhe *2693* und wendet sich südwestwärts bis zur *Inneren Scharte*, so trifft man zuerst nur Felsen grünen Gneisses, dann auch mitunter Hornblendegneiss, schliesslich wieder reinen Gneiss an. Auf der Westseite des *Inneren Nockenkopfes* findet man als Gerölle eine schmale Zone von Diabas.

d) Fuschna—Plattas.

(Vgl. Fig. 3 S. 25, Fig. 10 S. 45, Fig. 11 S. 49 und Profil V Taf. III.) (S. auch Schiller 1904 S. 49—52 und Profil I, sowie Theobald 1864 S. 296, 297 und Taf. XVII Fig. 59.)

Noch einmal wollen wir den kleinen Steg in *Val d'Assa*, der in 1500 m Höhe das Gewässer überbrückt, zum Ausgangspunkte wählen, um diesmal die letzte und stratigraphisch interessanteste Bergfahrt zu unternehmen. Bei den meisten bisherigen Touren wird mir kaum einer oder der andere mit Interesse gefolgt sein, wenn ich ihn in stacheliges Dickicht, durch kaltes Wasser oder über sonnenbestrahlte Geröllhänge geschleift habe. Heute gelingt es mir aber, wie ich glaube, den Sammler willig mitgehen zu heissen. Denn ganz zum Schlusse zeige ich ihm Stellen, wo für alpine Verhältnisse so schön erhaltene Versteinerungen liegen, wie weit und breit bisher nicht bekannt waren.

Zunächst in südlicher Richtung zur *Fuschna* genannten Schuttbahn, die sich als mächtiges Dreieck von der Scharte zwischen den beiden *S-chalambertgipfeln* herabzieht. Nicht lange, so haben wir den Muschelkalk erreicht (1620 m), der hier im Gegensatze zur rechten *Assatal*seite eine ausgesprochene Mulde bildet. Sie ist ähnlich gestaltet wie auf der andern Seite des *S-chalambert* im *Uinatale*, nur dass der südöstliche Schenkel nicht so steil in die Höhe strebt und den Gneiss in so grossem Gewölbe darunter zu Tage treten lässt. Dagegen ist der nordwestliche Schenkel genau das Spiegelbild. Denn ebensoweit südlich zurückgebogen sind die Bänke des Muschelkalkes, die den oberen Teil des Muldenflügels bilden, und fallen genau so flach nordwestlich wie an der Alp *S-chalambert (2063)*.

1860 m, Mitte der *Fuschna:* Dort habe ich die Grenze gegen den hangenden Wetterstein angenommen. Die reinen Dolomite, in denen ich gut erhaltene grosse Diploporen und Natica? sp. gesammelt habe, zeigen hier im Muldenkerne sehr wechselndes Einfallen.

Nun am Westrande des Trümmerfeldes aufwärts. 2250: Der innerste Teil der spitzen Mulde, eingezwängte Raibler Schichten, die bei 2400 noch bequemer zu erreichen sind. Zwischen liegendem und hangendem Wettersteindolomit ist folgendes Profil:

Weinrote bröckelige Tonschiefer	0,25 m	ca. 6—8 m.
Darunter bräunlichgelbe Tonschiefer . . .	0,50 m	
Sie sind zum Teil mit dünnen Dolomitbänken (des Wettersteins?) wechsellagernd		

Ebendort ist grauer, verwittert gelblicher Tonschiefer und rötlichgrauer Kieseldolomit eingelagert. Weiter oben am Grate auch gelbliche Rauhwacke, weinrote Sandsteinlagen, dunkelgrauer verkieselter Dolomit und rotgraue Eisenoxyd-Dolomitbreccie. Es ist wohl kein Zufall, dass die Scharte zwischen den beiden *S-chalambert*gipfeln sich gerade im Muldenkerne und annähernd in den wenig widerstandsfähigen Raibler Schichten eingefressen, und dass sich von hier aus beiderseits eine ansehnliche Schutthalde gebildet hat.

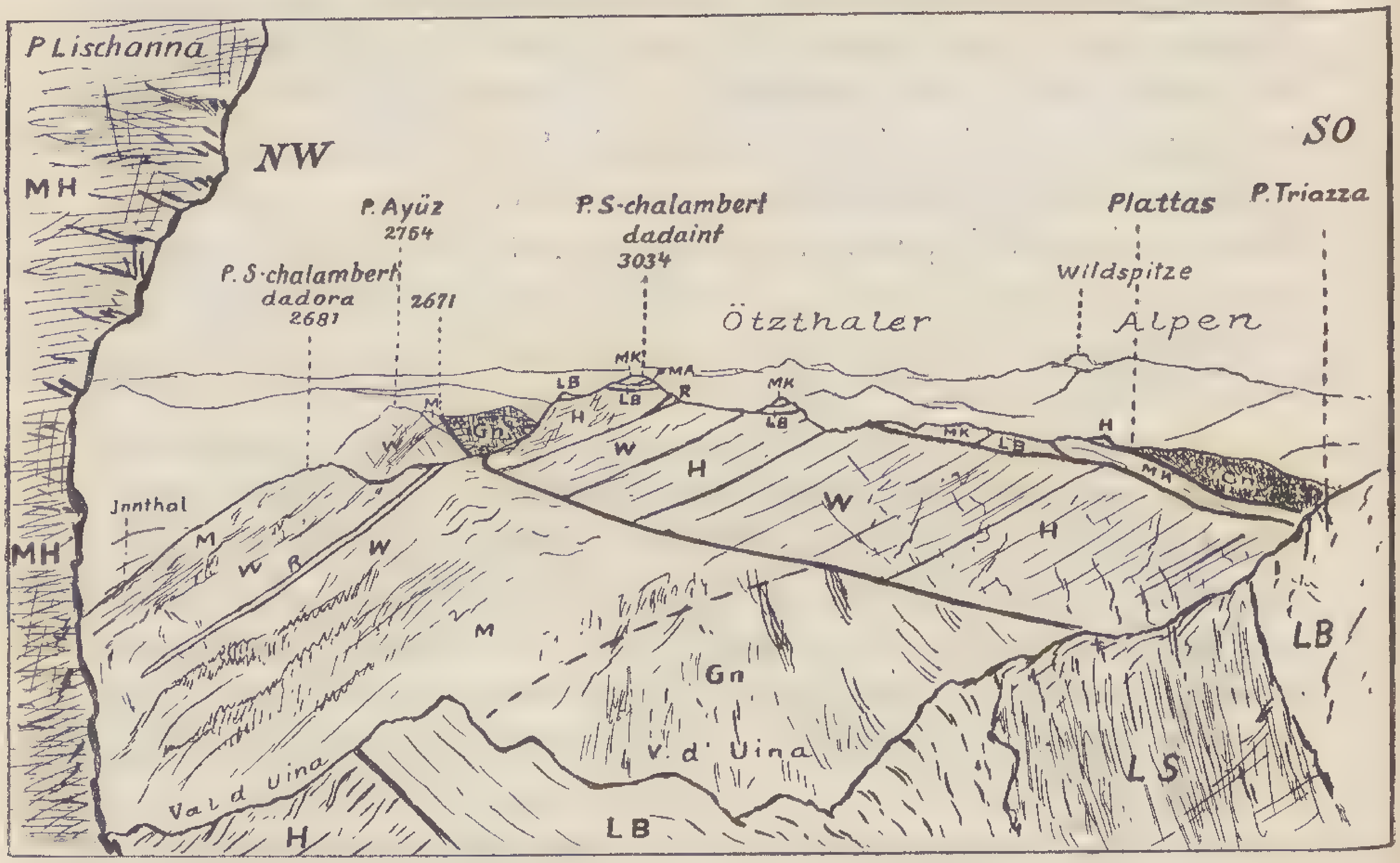

P Lischanna
NW
SO
MH
P. Ayüz
2764
P. S-chalambert
dadaint
3034
P. S-chalambert
dadora
2681
2671
Plattas
P. Triazza
Wildspitze
Ötzthaler
Alpen
MK
MA
LB
R
H
W
Gn
M
Innthal
MH
W
R
LB
Gn
V. d' Uina
Val d' Uina
H
LB
LS

Fig. 10. Blick vom *Piz Lischanna* nach Nordosten über den Triazzagrat hinweg auf *P. S-chalambert* und *P. Ayüz.*

MH = Tithon-Hornsteine.
MK = Tithon-Hornsteinkalke.
**MA* = Acanthicusschicht.
LS = Liasschiefer.
LB = Liasbreccie.
H = Hauptdolomit.
R = Raibler Schichten.
W = Wettersteindolomit.
M = Muschelkalk.
Gn = Gneiss.

Wir queren etwa in der Höhe 2550 die *Fuschna* nach Südosten zu. Da ungefähr treffen wir auf die Grenze des liegenden Wettersteins, dessen dünne, gutgebankte Lagen grosse Diploporen und kleine Schnecken führen, gegen diskordant überlagernden Hauptdolomit, der sich sowohl durch etwas dunklere graue Färbung als auch durch gröbere Bankung abhebt. Ausser ihm, dem noch (vielleicht ebenfalls mit tektonischer Diskordanz) Lias, Acanthicuskalk und Tithonkalkschiefer auf dem Hauptgipfel aufgesetzt sind, findet sich in dem übergeglittenen Kamme des *S-chalambert* als Liegendes eine schmale zu beiden Seiten des Grates bald auskeilende Schicht von Rauhwacke (Raibler) und eine ziemlich mächtige Lage Dolomite, die ich ihres Aeusseren wegen und nach den darin gefundenen kleinen schlanken Schnecken für Wetterstein anspreche. Darunter abermals Hauptdolomit (?) nebst Liasbreccie und Tithonkalkschiefern als Hangendem. Vielleicht sind die beiden letzten Formationen nachträglich verschoben. Es folgt als Liegendes Wetterstein (?), feingeschichtete mächtige Dolomite, die kleine, stäbchenförmige Schnecken (*P. 2899* des Grates) und ziemlich gut erhaltene Megalodontendurchschnitte („*P.*“ von *Plattas*) beherbergen. Westlich vom *Rasassergrate* wird er noch unterteuft von dickbankigem Dolomit, anscheinend der Hauptdolomitstufe angehörig, der am *Piz Mezdi*[1] und weiter südlich die regelmässige Schichtung verliert und mit allerhand älteren und jüngeren Formationsresten gespickt ist. Er liegt direkt auf Gneiss und Glimmerschiefer. Oestlich des *Rasassergrates*, an den *Grianplatten (Plattas)* ist kein Hauptdolomit zu sehen, weil der Jura, diskordant über den Dolomiten ruhend, und darüber der Gneiss, alles verdecken.

Dass der *S-chalambert*rücken so stark in Nordnordwestrichtung vorwärts bewegt worden ist, würde man auf seiner Ostseite nicht beweisen können, denn Quetsch- und Schublinien innerhalb von gleichfarbigem Dolomit, zumal da, wo Wetterstein auf seinesgleichen liegt, entziehen sich ganz der Kontrolle, vor allen Dingen, wenn so masslos viel Geröll den Einblick in den Aufbau erschwert. Alles, was man sieht, ist eine gewaltige Stauchung in der Wettersteinunterlage. Am Nordostabsturze des *S-chalambert dadaint* fällt sie nämlich unmittelbar unter dem diskordant liegenden Hauptdolomit stellenweise ganz flach südlich; gleich danach in nördlicher Richtung schiessen die feingeschichteten Dolomite steil nördlich, auch senkrecht und überkippt zur Tiefe (siehe Fig. 11 S. 49). Sogar der übergeglittene Hauptdolomit, der auf der Seite, die ins *Uinatal* abfällt, recht steil nordnordwestlich geneigt ist, zeigt auf der *Val d'Assa*seite zuweilen schwaches Südfallen.

Es erübrigt noch, die *Plattas (Grianplatten)* eingehend zu durchstreifen. So heisst der dreieckige sedimentäre[2] Zipfel, der durch das ziemlich weite Zurückspringen des Gneissüberschiebungsrandes gebildet wird. Ein ödes Trümmerfeld verschiedener Formationen, auf dem Verwitterung und Vergletscherung ihr Spiel getrieben haben. Häufig sind einzelne Formationsglieder durch die Ueberschiebungen ganz zerstückelt und in Fetzen verstreut. Ungemein schwierig und zeitraubend ist es vielfach, Liasbreccie, oberen Lias und Tithon, die auch Kalk- und Dolomitbrocken enthalten, und Reibungsbreccien bis in die kleinsten Einzelheiten zu trennen. Die Zerbröckelung und Verschleppung des Gesteins durch die Atmosphärilien verwirrt das tektonische Bild noch mehr.

---

[1] Siehe die Karte der Lischannagruppe.

[2] Daher offenbar die Bezeichnung „Platten“.

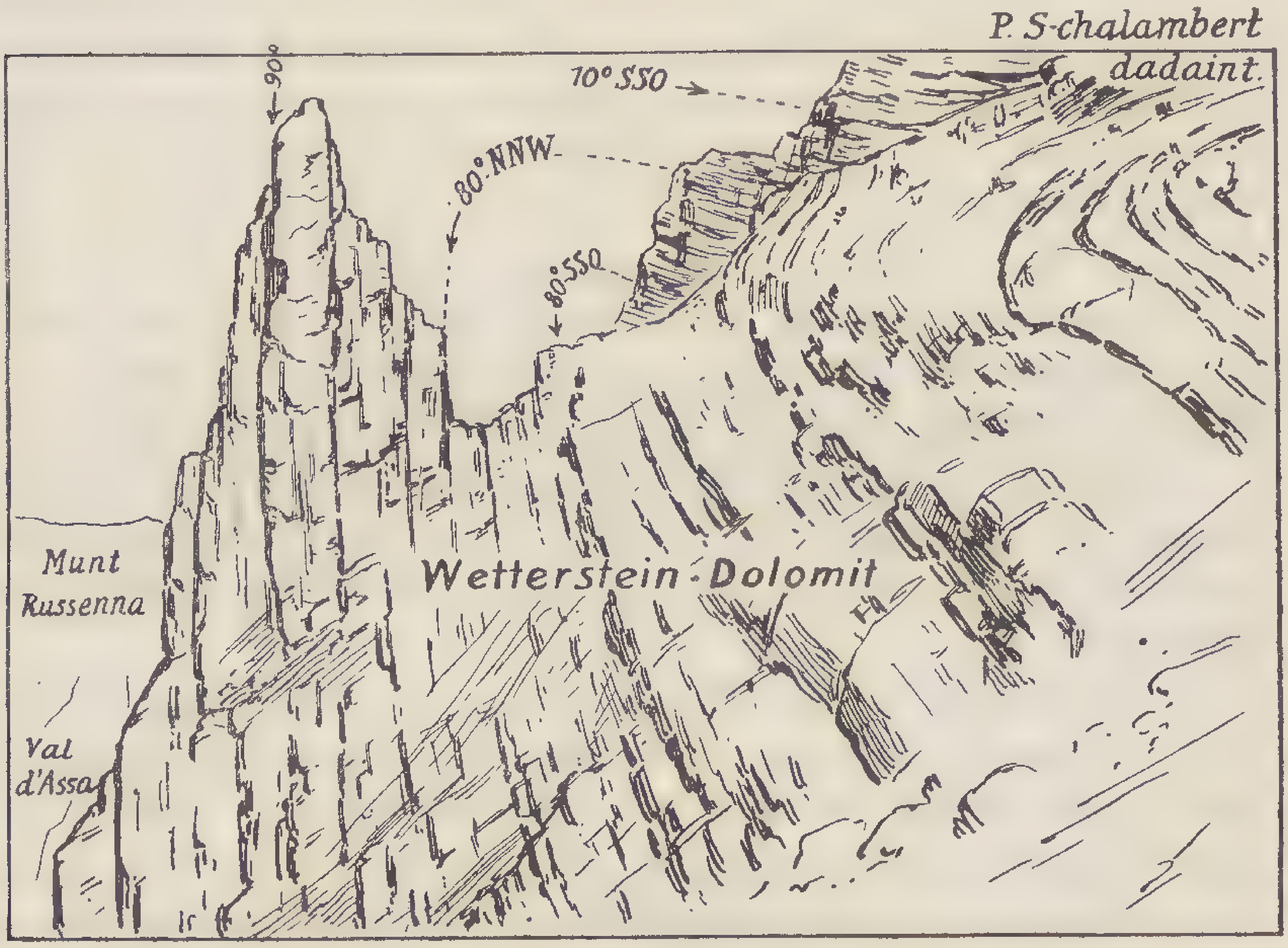


Fig. 11. Stauchung im Wetterstein-Dolomit durch das Hinübergleiten des Hauptdolomits (Nordabhang des *P. S-chalambert dadaint*).

Soweit ich nun erkennen konnte, liegt doch eine gewisse Gesetzmässigkeit zu Grunde. Immer bildet Wetterstein das Liegende, darüber diskordant rote und graue Breccie (U.-Lias), fossilienführender roter und gelblichweisser Mergelkalk (O.-Lias) und die verschiedenartigen Tithonschichten, auch wohl mit Lias wechsellagernd.

In der Scharte nördlich des *P. 2860* liegt Wetterstein? (mit Megalodon) nordnordwestlich fallend. Auch Spuren von Raibler Schichten stecken darin, wenigstens fand ich dort Gerölle von

Rauhwacke. In den Vertiefungen der Schichtenköpfe des Dolomits ist Liasbreccie, anscheinend mit Dislokationsbreccie vermischt. Zwischen *Fuorcla lunga* und *S-chaletta* liegt über Wetterstein, stellenweise auch darin eingefaltet, meistens ein roter Tonschiefer (Raibler? Lias?), häufig mit Dolomit Reibungsbreccie bildend, ebenso Crinoidenkalk (Lias); darüber im allgemeinen graue Kalkschiefer, die auch bunte Kalkhornsteine enthalten. Da der Komplex genau im Streichen der versteinerungsreichen Lias- und Tithonbildungen liegt, so dürfte er wohl mit der Hauptmasse diese Formationen vertreten, zumal echte Radiolarienhornsteine bei *Madals* und oberer Lias mit Petrefacten am Nordabhange des *Piz Ayüz* auftreten.

Stellenweise scheint auch noch der verdrückte Mittelschenkel der grossen Ueberschiebung erhalten zu sein, wenigstens sieht man zunächst unter dem Gneiss des *Rasassergrates* Kalkschiefer, weissliche Dolomite mit rostfarbigen Beschlägen und grauen Dolomit, die ich dem Muschelkalke und Wetterstein, vielleicht auch dem Hauptdolomit zuerkennen möchte. Auch sonst kann man Spuren von Dolomit und Kalkschiefer sehen, die über Jura liegen.

Steht man am *Mot Spadla bella*, so ist es auffällig, dass die Gneissüberschiebung, die am *S-chalambert* in mindestens 3000 m Höhe über den Sedimenten liegen müsste, wenn sie noch vorhanden wäre, hier schon in 2400 m und tiefer lagert (vgl. Fig. 7 S. 36). Der beträchtliche Höhenunterschied von etwa 600 m erklärt sich dadurch, dass Raibler, Hauptdolomit, Liasbreccie und Allgäuschiefer, die vom *Pisoc* bis zum *S-chalambert* so bedeutend entwickelt sind, in der *Ladgruppe* grösstenteils fehlen.

Jetzt noch kurz eine Besprechung der Fossilien bergenden Schichten.

Oberer Lias.

1. Westlich der *Fuorcla lunga* (an der *„2“* des *P. 2576*) ein Fleckchen von braunrotem Mergelkalk: Stielglieder von Crinoiden, selten Exemplare von Harpoceras sp.

2. Südwestlich von dem genannten Vorkommen in einem kleinen abflusslosen Kessel, aus dem kein Stück zu Tale gelangt, und in dem die Petrefakten ungestört herauswittern (über dem *„l“* von *„Plattas“* gerade auf der Landesgrenze) eine zertrümmerte Scholle von rotem Mergelkalk: Crinoidenstielglieder, ein grosser Nautilus, verschiedene Stücke von Harpoceras sp. und zahlreiche wohl erhaltene Exemplare von Hildoceras (Harpoceras) bifrons

Brug. sp. (an der gleichen Stelle kommt Steinsberger Breccie — mit einem Belemniten — vor).

3. In der nämlichen Senke einige Schritte weiter östlich genau der gleiche rote Crinoidenmergelkalk, vielfach gelblichweiss und blassgrün gefleckt, mit Belemniten, die den Habitus von Liasarten haben.

Tithon.

Im selben kleinen Kessel, wo der obere Lias liegt, sind noch viel reichlicher Versteinerungen des oberen Malm.

Grauer Crinoidenkalk (vielleicht Lias- oder Acanthicuskalk?) mit einem gerippten Aptychus?

Graugrünlicher Kalk (Radiolarien, Echinodermenreste, gerippter Aptychus).

Grünlicher und mattgelber Kalk (Radiolarien, Crinoiden, gerippte Aptychen).

Gelbgrüner Crinoidenkalk mit gerippten Aptychen und schlanken Belemniten.

Besonders ergiebig ist ein kleines Geröllfeld mit Platten von braunrotem Mergelkalk. Eine kleine Einzelkoralle (Trochocyathus oder Thecocyathus sp.) und Phyllocrinus cf. patellaeformis Zitt. oder nutantiformis Schauroth sp. sowie Belemniten sind nicht selten. Sie verschwinden jedoch unter den grossen und kleinen gerippten Aptychen, die dichtgedrängt einer neben dem andern sitzen.

Endlich ein blassgrüner kieseliger Kalk mit Radiolarien Foraminiferen, Aptychen und Belemniten.

Die Lagerung all dieser Horizonte ist nicht mehr zu erkennen.

E. Nordwestabhang des Piz S-chalambert dadora.

(Vgl. Profil V Taf. III, ausserdem Profil I der Lischannagruppe.)

a) Clissura.

Es erübrigt noch in knappen Worten zu schildern, was das rechte *Innufer* zwischen *Val d'Assa* und *d'Uina* Bemerkenswertes bietet.

Von der Säge bei *Pischa del Fallun* auf einem Holzwege *inn*aufwärts am Ufer entlang an verschiedenen Geröllhalden vorbei bis an den Fuss der grössten und letzten, die sich nach oben in drei Arme verzweigt. Im östlichsten (der durch das zweite *„s“* von *„Clissura“* geht) hinauf.

Erstes Anstehende 30°—50° nordwestlich fallender Gneiss bei 1300 m etwa. Gleich darauf allmählicher Uebergang in ein teilweise stark geschiefertes, grünlichgraues Eruptivum von ziemlicher Mächtigkeit. Es ist zersetzter Diabas. Etwa 100 m höher (1420) beginnt konkordant (lokal kleine Diskordanzen) massiger Gneiss und Hornblendegneiss. 1530: Gneiss 45° nordwestlich fallend, stark rötlich verwittert. Von hier am Westrande der grossen Rüfe (die den Buchstaben *„u“* von *„Clissura“* schneidet) weiter.

1900: Ueber Gneiss wenig mächtige Lage von Verrucano oder zertrümmertem Gneiss? Buntsandstein fehlt. Dann Muschelkalk 30° südsüdwestlich fallend.

b) Val Tramblai.

Am besten von *Sur En* auf einem Holzwege in nordöstlicher Richtung durch Nadelwald, dessen Untergrund die diluvialen *Inn*schotter bilden, bis zum ersten Anstehenden, unruhig gewundenem, zum Teil massigem Gneiss. Nach oben geht er in schwarzgrüne Hornblendeschiefer (mit haselnussgrossen Nestern von Schwefel- und Kupferkies) über. Bei etwa 1365 m an einem neuen Holzwege, der quer über den Taleinschnitt führt (auf der Karte noch nicht verzeichnet), Neigung der Hornblendeschiefer 35° Westnordwest. 1645 m kurz vor einem Wasserfall geht Hornblendegneiss mit 30° Westnordwest zur Tiefe. Das Einfallen ist konstant bis kurz vor seine obere Grenze. Der letzte Teil ist ungeschichtet.

1840: Schutt, unter dem möglicherweise Verrucano und Buntsandstein begraben liegen. Bald darauf mächtige Felsen von Muschelkalk, zu unterst massig, lokal dünnplattig, steil südsüdöstlich fallend, im Hangenden flacher (30°) Südsüdost bis Südost.

c) Untere Val Glatschèra[1] (Uinatal).

Ueber ungleichmässig gestellten (im allgemeinen steil südöstlich fallenden) Gneissschichten liegt (1510 m) Verrucano, 20 m etwa mächtig. Darüber schwer trennbar rund 10 m Buntsandsteinschiefer, grüne und braunrote teils sandige Tonglimmerschiefer, die nach dem Hangenden in gelbliche glimmerführende Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen übergehen. Sie lassen sich von der *Uinaschlucht* ab verfolgen.

Darüber erhebt sich als steile Wand Muschelkalkdolomit, dessen unterste Schichten kalkig-rauhwackig, hier und da auch tonig-glimmerig sind; ebenfalls kommen knollige sandige Dolomite vor. Seine Bänke sind in flache Wellen gefaltet und zeigen bald steileres, bald flacheres Südostfallen. Das Bemerkenswerte ist, dass der Muschelkalk, der von starken Rutschflächen durchzogen wird, nördlich des Baches an einer deutlich sichtbaren Linie diskordant gegen die Schichten des Buntsandsteins (50° südöstlich fallend) abstösst (Fig. 12 S. 53).

---

[1] Siehe hierzu die Karte Tafel IV in der Lischannagruppe.

Alles übrige habe ich schon in der Lischannagruppe beschrieben.

Verfolgt man die Grenze des Kristallinen und des Sedimentärgebirges noch höher hinauf nach Nordwesten, so kann man an dem Vorsprunge unterhalb *P. 1846* sehen, dass Buntsandstein und Muschelkalk dort horizontal liegen. Steigt man dann im Muschelkalk hinauf zur Alp *S-chalambert (2063)*, so nimmt man wahr, dass die Dolomite sehr stark zerknittert aufbiegen und mit mässig steilem Nordfallen in gerader Linie hinaufziehen zum *S-chalambert dadora.*

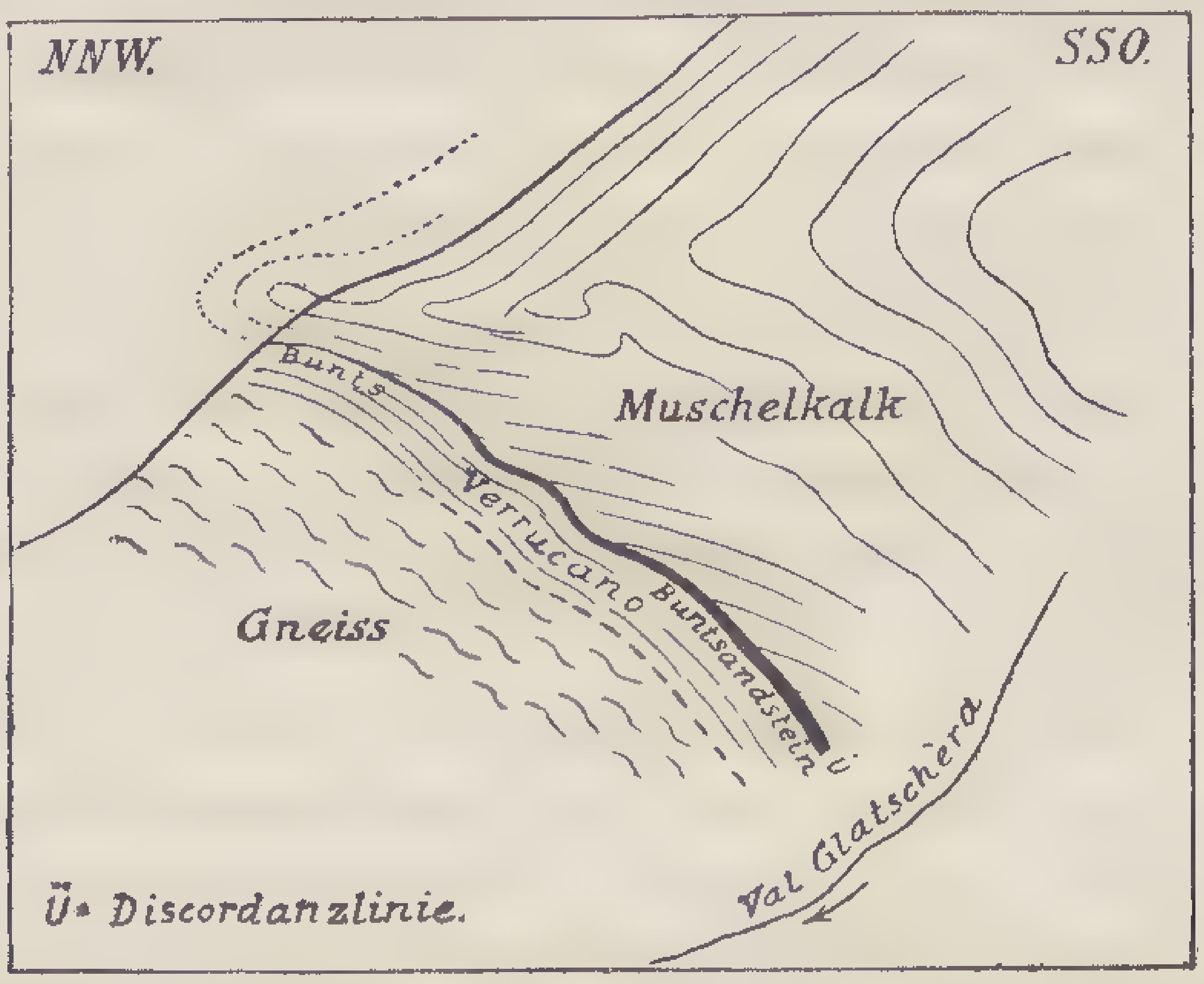


Fig. 12. Westabhang des *P. S-chalambert dadora.*

Kantengerundete, oft riesige Blöcke von Gneiss, Serpentin und Liasbreccie, auch wohl noch andere, die bis zur Höhe von 2130 m, vielleicht noch höher, verstreut umher liegen, dürften sichere Zeugen sein, dass der diluviale *Inn*talgletscher bis so weit hinauf gereicht hat.

In der Nähe der beiden Hütten finden sich Gerölle von Dolomit, der weiter oben ansteht. Grosse, verhältnismässig schön erhaltene Diploporen und kleine Schnecken bestätigen, sowie die Gesteinsbeschaffenheit deutet darauf hin, dass wir es da schon mit Wetterstein zu tun haben.

Von der Alp gehen wir in Nordnordostrichtung weiter, um dort auf einem (auf der Karte nicht eingetragenen) Viehpfade aus dem Muschelkalke, der hier überall mauerartig abstürzt, in den Gneiss hinabzugelangen (1830 m). Verrucano etc. verdeckt oder nicht vorhanden. Auf dem fahrbaren Wege, der von *Val Tramblai* herkommt (Gneiss 30°—45° Nordnordwest), nach *Sur En*.

V. Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Petrographisch: Auffindung einiger Eruptiva.

2. Stratigraphisch-palaeontologisch: Marmor im Kristallinen. Hauptdolomit ist nicht sicher nachweisbar. Entdeckung des Rhät, ferner des O.-Lias, durch eine wohlerhaltene kleine Fauna (Hildoceras bifrons) sichergestellt. Das Tithon ist viel weiter verbreitet als in der *Lischannagruppe* und konnte durch so zahlreiche Fossilien, wie im *Unterengadin* nicht bekannt waren, nachgewiesen werden. Auffindung eines Crinoidenhorizontes, einer Lithothamnienbank und noch anderer fossilienführender Lagen im Bündner Schiefer.

3. Durch möglichst eingehende Kartierung hat sich ergeben, dass der tektonische Bau derselbe wie in der *Lischannagruppe* ist, mit Ausnahme einiger Abweichungen betreffs der Sedimentzone.

Bemerkungen zu Tafel VI (Geolog. Karte).

Die als Wetterstein (W) bezeichneten Dolomite waren, besonders in den kleinen Quetschzonen, nicht immer sicher als solcher festzustellen, möglicherweise gehören sie hier und da dem Muschelkalke oder Hauptdolomit an.

Das Tithon (MM) umfasst ausser den ihm eigentümlichen Gesteinen auch Schiefer, besonders kalkige, deren Zugehörigkeit zweifelhaft erschien; sie könnten zum Teil auch Muschelkalk, Raibler Schichten, Rhät und Lias repräsentieren. Eine genauere Trennung war undurchführbar.

Der leichteren Orientierung halber sind verschiedene besonders wichtige Linien eingetragen worden, und zwar dort, wo der normale Schichtenverband infolge Ueberschiebung oder Verschiebung (Ausquetschung) gestört ist.

1. Hauptüberschiebung: Südlich dieser Trace treten die Bündner Schiefer und Serpentine, die hier unter das Altkristalline der *Unterengadiner* Dolomiten einfallen, nicht mehr zu Tage.

2. Als Wirkung von Ueberschiebungen sind alle Ueberlagerungen älterer Gesteine auf jüngeren bezeichnet, wenn ein oder mehrere ursprüngliche Zwischenglieder durch Dislokation ausgeschaltet

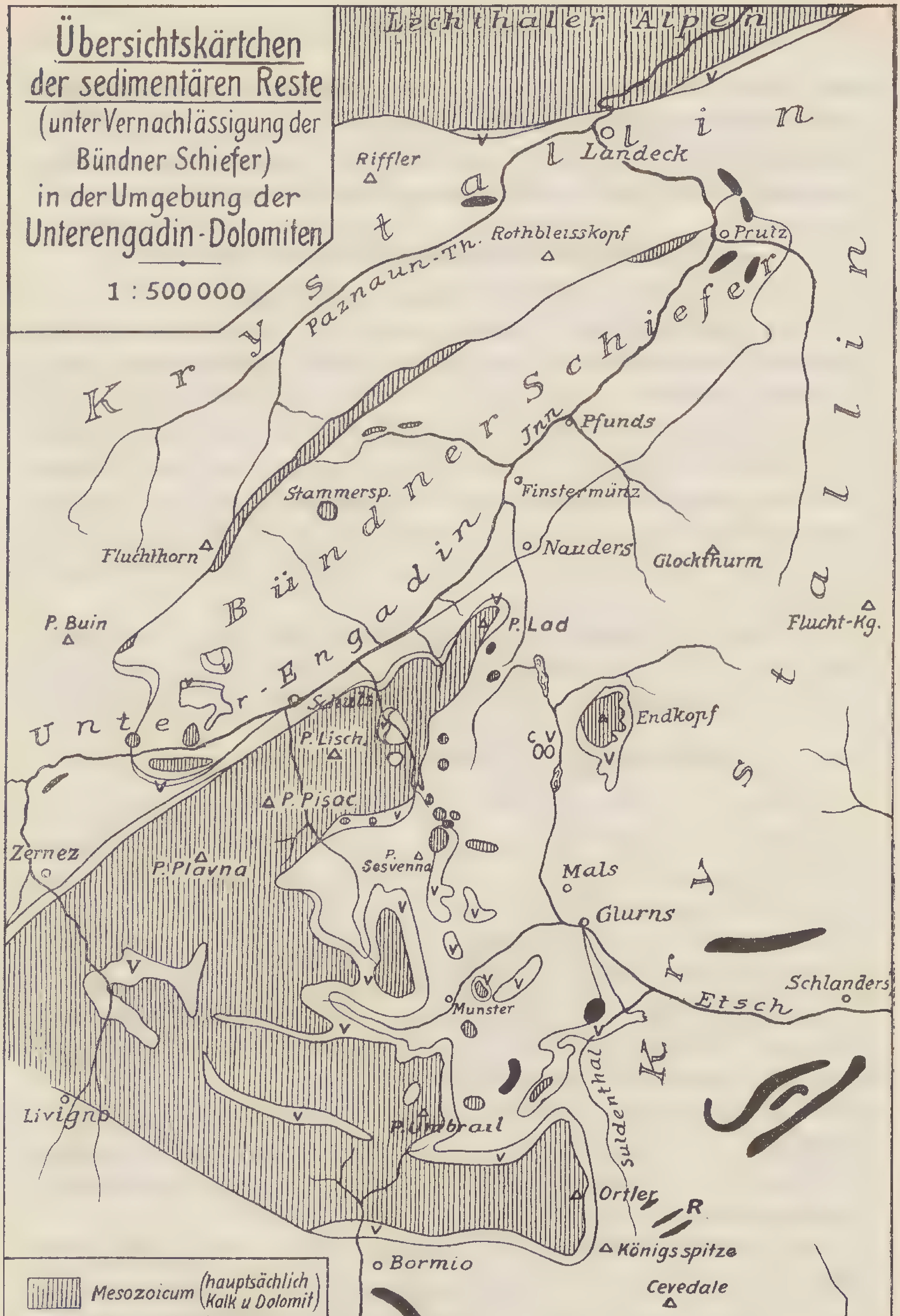

Übersichtskärtchen
der sedimentären Reste
(unter Vernachlässigung der
Bündner Schiefer)
in der Umgebung der
Unterengadin-Dolomiten
1 : 500000
Lechthaler Alpen
Krystallin
Riffler
Landeck
Prutz
Rothbleisskopf
Paznaun-Th.
Bündner Schiefer
Inn
Pfunds
Finstermünz
Stammersp.
Fluchthorn
Nauders
Glockthurm
Flucht-Kg.
P. Buin
Unter-Engadin
P. Lad
Schuls
Endkopf
P. Lischl
P. Pisoc
Zernez
P. Plavna
P. Sesvenna
Mals
Glurns
Schlanders
Etsch
Munster
Livigno
P. Umbrail
Suldenthal
Ortler
R
Königsspitze
Bormio
Cevedale
Leprese
V
C
Mesozoicum (hauptsächlich Kalk u. Dolomit)
Meist krystalline Kalke und Dolomite unsicheren Alters.
R Krystalline Rauhwacke.
VC Verrucano (u. Buntsandstein) Casanaschiefer.

Fig. 13.

sind. Welche von diesen durch echte Faltenüberschiebungen im Sinne von Heim und Margerie zu stande gekommen sind, ist wohl kaum zu entscheiden, dürfte auch nicht so wesentliche Bedeutung haben. Zum Teil scheinen die Ueberschiebungen in einfache Ueberfaltungen auszuklingen.

3. Ausquetschungs- und Diskordanzlinien, von Ueberschiebungen oft sehr schwer oder gar nicht trennbar, sind (im Gegensatze zur „Lischannagruppe“ besonders bezeichnet und) eingetragen, soweit sie beobachtet werden konnten und ohne technische Schwierigkeiten darstellbar waren.

Jede kleine Störung konnte natürlich nicht eingetragen werden, hätte auch das Kartenbild zu sehr verwirrt. Inkonsequenzen in der Darstellung sind in solchen Fällen mehr oder weniger unvermeidlich; oft kommt man in Verlegenheit, wie weit man in dieser Beziehung gehen soll.

Abgeschlossen im Mai 1905.

Nachtrag zum Druckfehler-Verzeichnis in

I. Lischannagruppe.

S. 2 („Benutzte Arbeiten“) ist hinzuzufügen:
Kenngott 1866. Die Minerale der Schweiz S. 304, 326.
S. 3 ist hinzuzufügen:
Stapff 1893. Taraspit. Ein neuer Ornamentstein. Ztschr. f. pr. Geol. S. 182.
Theobald 1856—57. Tarasp und seine Umgebung in Graubünden. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens. N. F. Bd. III S. 5.
Theobald 1856—57. Das Plateau von Tarasp und Vulpera. Ibid. S. 26.
S. 3 ist dafür zu streichen:
Theobald 1856—57. Das Plateau usw.
Theobald 1858? Tarasp usw.
S. 4 Zeile 18 von oben lies statt Rätikons „Rhätikons“.
S. 4 „ 20 „ „ „ „ Professors „Professor“.
S. 24 „ 6 „ unten „ „ jedoch nur „jedoch ausser Foraminiferen, Crinoidenstielen und winzigen Aptychusdurchschnitten (?) nur“.
S. 36 „ 7 „ „ ist hinter „Rims“ hinzuzufügen „vom Vadret Lischanna“.
S. 38 „ 9 „ oben lies statt Glatschera „Glatschèra“.
S. 41 „ 12 „ „ „ „ Hauptüberschiebung „Gneissüberschiebung“.
S. 41 „ 19 „ „ „ „ ihn „ähnliches“.
S. 42 Fig. 6 (Tektonische Skizze) lies statt Scarthal „Scarlthal“.
S. 49 Zeile 17 von oben lies statt Glatschera „Glatschèra“.
S. 51 „ 1 „ „ „ „ dadora „dadaint“.
S. 52 „ 2 „ „ „ „ der „des“.
S. 67 „ 19 „ unten „ „ Vadels „Vadès“.
S. 67 „ 12 „ „ „ „ Minger „Mingèr“.
S. 73 „ 10 „ „ ist zu streichen „Entdeckung und“.

II. Piz Lad-Gruppe.

S. 33 Fig. 6 lies statt Casannaschiefer „Casanaschiefer“.

Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno.

Von

Karl Zoeppritz.

Mit 3 Tafeln und 6 Zeichnungen im Text.

Vorwort. — Benutzte und zitierte Arbeiten. — Orographische Uebersicht. — Rückblick auf die seitherige geologische Erforschung des Gebietes. — Stratigraphischer Teil. — Grundgebirge. — Deckgebirge. — Tektonischer Teil. — Vorbemerkungen. — Uebersicht und Einteilung des Gebietes. — Einzeldarstellung I—VI. — Dislokationsbreccien. — Zusammenfassendes über die Tektonik.

Vorwort.

Fasst man auf den von Theobald bearbeiteten Blättern XV und XX der Geologischen Karte der Schweiz im Massstab 1:100 000 die Sedimentärgebiete des Oberengadins ins Auge, so fällt leicht eine von West nach Ost sich lang hinziehende Zone von Liasgesteinen auf, die sich von der Gegend von *Bergün* bis nach *Bormio* verfolgen lässt. Zieht man, um die Verhältnisse dieses merkwürdigen Liasstreifens näher kennen zu lernen, die Theobaldschen Profile (1864 Profil 5; 1866 Profil 3)[1] zu Rat, so gewinnt man das Bild einer ziemlich regelmässig gebauten, etwa 40 km weit zwischen älteren Triasgesteinen und Grundgebirge fast geradlinig fortstreichenden Mulde von Liasschiefern. Da die komplizierten geologischen Verhältnisse Graubündens dem aufnehmenden

---

[1] Es wird hier und bei allen folgenden Literaturangaben der vereinfachte Weg eingeschlagen, nur Jahres- und Seitenzahl der benutzten Arbeit mitzuteilen. Den genaueren Titel der Arbeit entnehme man in allen Fällen dem beigefügten Litteraturverzeichnis.

Geologen überall erhebliche Schwierigkeiten in den Weg stellen, so ergab sich als sicherste Grundlage stratigraph-tektonischer Untersuchungen im Oberengadin die Verfolgung dieser relativ einfach gebauten Liaszone, wenn man auch immerhin nach unsern neueren Erfahrungen über alpine Geologie weit verwickeltere Verhältnisse erwarten durfte, als sie die THEOBALDschen Profile zeigen.

Ich bin deshalb meinem verehrten Lehrer, Herrn Geh. Hofrat G. STEINMANN in *Freiburg*, zu hohem Dank verpflichtet, dass er mich auf dieses interessante Gebiet aufmerksam gemacht hat. Von besonderem Interesse war dann noch die Frage, ob in diesem, im Zentrum der Alpen gelegenen Gebiet Spuren grosser, von Süden gekommener Ueberschiebungsdecken sich nachweisen liessen.

Ich war deshalb in den Sommern 1903 und 1904 im ganzen etwas mehr als vier Monate lang damit beschäftigt, das erwähnte Gebiet geologisch aufzunehmen. Der kurze Zeitraum zwang zu möglichster Ausnutzung der Zeit, so dass die Begehungen auch bei schlechtem Wetter möglichst wenig unterbrochen wurden. Einen kurzen Kontrollbesuch des Gebietes konnte ich dann noch zu Pfingsten 1905 ausführen.

Als *topographische Grundlage* dienten die *Blätter 427* und *428*, *518* und *519* des *Siegfriedatlasses* 1:50 000. Von dem fehlenden italienischen Teil des Blattes 428 wurde mir vom EIDGENÖSSISCHEN TOPOGR. BUREAU eine Reproduktion nach der nur handschriftlich in Bern aufbewahrten Zeichnung, sowie vom ganzen Gebiet eine photographische Vergrösserung zum Massstab 1:25 000 bereitwilligst geliefert.

Als Stützpunkte für die geologischen Untersuchungen dienten *Ponte* und *Scanfs* im Engadin, *Livigno* am *Spöl*, ferner die *Alpen Casana*, *Arpiglia*, *Serlas*, die *Rinderalp* auf der *Albulapasshöhe* und die *Zuozer Keschhütte*[1].

Fertiggestellt wurde die Arbeit im geologischen Institut der Universität *Freiburg i. B.* unter Leitung von Herrn Prof. G. STEINMANN. Die petrographische Untersuchung einiger Erruptiva zu übernehmen hatte Herr Prof. OSANN die Freundlichkeit. Ihm bin ich, wie ganz besonders Herrn Prof. STEINMANN für sein lebhaftes Interesse und für mancherlei Ratschläge zu grossem Dank verpflichtet.

Alle aufgesammelten Handstücke und Fossilien, sowie die angefertigten Dünnschliffe befinden sich im *Freiburger* geologischen

---

[1] Auf der Karte noch nicht angegeben: zwischen Plazetta und Muot ot.

Institut. Die Profile und Figuren sind von Herrn Schilling nach Zeichnungen und photographischen Aufnahmen des Verfassers angefertigt. Die kolorierte Karte ist von Giesecke & Devrient in *Leipzig*, die Zinkos von Karl Ebner in *Stuttgart* hergestellt. Die Erlaubnis zur Reproduktion der topographischen Karte wurde von der Schweiz. Landestopographie bereitwilligst erteilt.

Für dieses Entgegenkommen spreche ich hiermit meinen gebührenden Dank aus, wie auch der Naturforschenden Gesellschaft *Freiburg i. B.*, die einen grossen Teil der Druckkosten dieser Arbeit übernommen hat.

Benutzte und zitierte Arbeiten.

1824. **Sowerby,** Mineral Conchology (Deutsche Bearbeitung von Agassiz Neuchâtel 1837).

1830. **v. Zieten,** Versteinerungen Württembergs (Stuttgart).

1839. **Goldfuss,** Petrefacta Germaniae (Düsseldorf 1826—1844).

1839. **Escher** und **Studer,** Geologie von Mittelbündten (Neue Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. III, Neuenburg).

1842. **d'Orbigny,** Paléontologie Française. Terrains jurassiques (Paris).

1851. **Schafhäutl,** Neue Petrefakten des Südbayernschen Vorgebirges (Neues Jahrb. 1851, S. 407 ff.).

1851. **Studer,** Geologie der Schweiz (Bd. I, Bern und Zürich).

1852. **Kudernatsch,** Die Ammoniten von Swinitza (Abhandl. der k. k. Geol. Reichsanst., Wien, Bd. I).

1853. **Escher v. d. Linth,** Das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden.

1853. **Hauer,** Ueber Gliederung der Trias, Lias und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen (Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst. Bd. IV S. 715).

1854. **Hauer,** Beiträge zur Kenntnis der Heterophyllen (Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. Bd. XII S. 861).

1854. **Hauer,** Beiträge zur Kenntnis der Capricornier (Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. Bd. XIII S. 94).

1855. **Terquem,** Paleont. de l'ét. inf. du lias de Lux. et de Hettange (Mems. soc. géol. Fr. ser. II t. V).

1856. **Oppel** und **Suess,** Aequivalente der Koessener Schichten in Schwaben (Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. Bd. XXI, Wien).

1856—1858. **Oppel,** Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands (Württ. naturwiss. Jahreshefte Jahrgang XII—XIV).

1857. **G. vom Rath,** Geogn. Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden (Ztschr. der Deutsch. Geol. Ges. Bd. IX S. 211).

1858. **G. vom Rath,** Nachträge dazu. (Ebd. Bd. X S. 199.)

1858. **Pictet et Loriol,** Terrain Néocomien des Voirons.

1859. **Winkler,** Die Schichten der Avicula Contorta (München).

1860—1865. **Stoppani.** Couches à Avicula Contorta en Lombardie (Paléont. Lombarde ser. III).

1860—1864. **Lory,** Déscription géologique du Dauphiné.

1860. **Theobald,** Unterengadin. Geogn. Skizze (Neue Denkschr. der Schweiz. Naturf. Ges. Zürich Bd. XVII. Mit geol. Karte 1 : 100 000).

1861. **Gümbel,** Geogn. Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seiner Vorländer (Gotha 1858—1861).

1861. **Hauer,** Ueber die Ammoniten aus dem sog. Medolo usw. (Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. Bd. XLIX S. 403).

1861. **Oppel,** Ueber die Brachiopoden des unteren Lias (Ztschr. der Deutsch. Geol. Ges. Berlin Bd. XIII S. 529).

1861. **Stoliczka,** Ueber Gastropoden und Acephalen der Hierlatzschichten.

1862. **Terquem** und **Piette,** Lias inf. de la Meurthe, Moselle etc. (Bull. soc. geol. Franç. ser. II t. XIX S. 322ff.).

1862. **Zugmayer,** Untersuchungen über rhätische Brachiopoden (Beitr. zur Palaeont. Oesterreich-Ungarns Bd. I).

1863. **Ooster,** Catalogue des Céphalopodes fossiles des Alpes Suisses.

1863. **Ooster,** Synopsis des Echinodermes fossiles des Alpes Suisses.

1863. **Schafhäutl,** Südbayerns Lethaea geognostica (Leipzig).

1863—1868. **Pictet,** Mélanges Paléontologiques.

1864. **v. Dittmar,** Die Contortazone (München).

1864—1869. **Dumortier.** Dépots jurassiques du Bassin du Rhône. Bd. I: Infralias. Bd. II: Lias inférieur.

1865. **Oppel,** Die tithonische Etage (Ztschr. der Deutsch. Geol. Ges. Bd. XVII S. 535).

1866. **Benecke,** Ueber Trias und Jura in den Südalpen (Geogn.-Palaont. Beitr. herausgeg. von BENECKE).

1864 und 1866. **Theobald,** Geologische Beschreibung von Graubünden (Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. Zweite Lieferung. Bern 1864).

Die südöstlichen Gebirge von Graubünden etc. (ibid. dritte Lieferung. Chur 1866).

Dazu: Geologische Karte der Schweiz, Blatt XV und XX, 1 : 100 000.

1867—1881. **Meneghini,** Monographie des fossiles du calc. rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Apennin centrale. Milan. (Paleont. Lombarde. sér. IV).

1868. **Zittel,** Die Cephalop. der Stramberger Schichten (Paläont. Mitteil. Bd. II, I. Abt. Stuttgart).

1868—1876. **Gemmellaro,** Studj palaeont. sulla fauna del calcare a Terebratula janitor del Nord di Sicilia (Palermo).

1870. **Zittel,** Die Fauna der älteren Cephalopoden führenden Tithonbildungen (Palaeont. Mitteil. Palaeontographica. Supplem., Kassel).

1871. **Brauns,** Der untere Jura im nordwestlichen Deutschland (Braunschweig).

1871. **Neumayr,** Jurastudien. Die Phylloceraten des Dogger und Malm (Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XXI S. 297).

1872—1882. **Gemmellaro,** Sopra alcune faune Giurese e Liasiche della Sicilia (Palermo).

1875. **Favre,** Déscription des fossiles du Terrain Jurassique de la Montagne Des Voirons (Abh. der Schweiz. Palaeont. Ges. Vol. II).

1876. **Tate** und **Blake,** The Yorkshire Lias (London).

1873—1876. **Brady,** Voyage of H. M. S. Challenger Report on the Foraminifera.

1876. **Ziegler,** Ueber das Verhältnis der Topographie zur Geologie usw. (Zweite verm. Aufl., Zürich).

1877—1878. **Zittel,** Studien über fossile Spongien (Abh. der k. bayer. Akad. der Wissensch. II. Kl. Bd. XIII Abt. I).

1877. **Zittel,** Beiträge zur Systematik der fossilen Spongien (Neues Jahrb. S. 337ff.).

1877—1879. **Loriol,** Monographie des Crinoides fos. d. l. Suisse (Abh. der Schweiz. Palaeont. Ges. Vol. IV—VI).

1878. **Heim,** Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc. (Basel).

1879. **Favre,** Fossiles des couches tithoniques des Alpes Fribourgeoise (Abh der Schweiz. Palaeont. Ges. Vol. VI).

1879. **Neumayr,** Zur Kenntnis des untersten Lias in den Nordalpen (Abh. der k. k. Geol. Reichsanst. Bd. VII Fasz. V).

1879. **Reynès,** Monographie des Ammonites, Lias, Atlas (Marseille).

1880. **Baltzer,** Der mechanische Kontakt von Gneiss und Kalk im Berner Oberland (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. 20. Lief.).

1881. **Wright,** Monograph on the Lias Ammonites (The Palaeontographical society, London 1878—1886).

1882. **v. Dunikowski,** Die Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliasischen Schichten vom Schafberg bei Salzburg (Denkschr. der k. Akad. der Wissensch., Wien, Bd. XLV S. 163).

1883—1885. **Quenstedt,** Die Ammoniten des schwäbischen Jura (Bd. I: Der schwarze Jura, Stuttgart).

1884. **Diener,** Die Kalkfalte des Piz Alv in Graubünden (Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst. S. 313).

1884. **Parona,** Sopra alcune fossili del Lias inf. nelle Prealpe Bergamasche (Atti della società Italiana di scienze naturali, Vol. XXVII).

1884. **Gemmellaro,** Sui fossili degli strati a Terebratula Aspasia.

1884—1898. **Wähner,** Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen (Beitr. zur Paläont. Oesterreich-Ungarns, Teil I—VIII).

1885. **Rüst,** Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. Paläontographica (Kassel, Bd. XXXI S. 269).

1886. **Dalmer,** Beiträge zur Kenntnis der Granitmassen des Oberengadins (Ztschr. der Deutsch. Geol. Ges. S. 139—150).

1886. **Geyer,** Ueber die liasischen Cephalopoden des Hierlatz (Abh. der k. k. Geol. Reichsanst.).

1886. **Wähner,** Zur heterop. Differenz. des alpinen Lias (Verh. der k. k. Geol. Reichsanst.).

1886. **Winkler,** Ueber den unteren Lias in den bayerischen Alpen (Neues Jahrb. Bd. II).

1887. **Gümbel,** Geologisches aus Westtirol und Unterengadin (Verh. der k. k. Geol. Reichsanst., Wien, S. 291).

1888. **Diener,** Geologische Studien im südwestlichen Graubünden (Sitzungsber. d. k. Akad. der Wissensch., Wien, Bd. XLVII).

1888. **Gümbel** (ersch. 1889). Geologisches aus dem Engadin (Jahresber. der Naturf. Ges. Graubündens, 31. Jahrg.).

1888. **v. Woehrmann,** Die untere Grenze des Keupers in den Alpen (Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst.).

1889. **v. Woehrmann,** Fauna der sog. Cardita- und Raiblerschichten Nordtirols (Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XXXIX).

1890. **Tausch v. Gloeckelsthurn,** Zur Kenntnis der Fauna der „grauen Kalke“ der Südalpen (Abh. der k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XV Heft 2).

1891. **Jaekel,** Ueber Holopocrinoiden etc. (Ztschr. der Deutsch. Geol. Ges. Bd. LIV S. 553).

1891. **Diener,** Der Gebirgsbau der Westalpen.

1891. **Wähner,** Aus der Urzeit unserer Kalkalpen (Ztschr. des Deutsch. und Oesterr. Alpenvereins Bd. XXII).

1892. **Böse,** Die Fauna der liasischen Brachiopodenschichten von Hindelang (Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XLII S. 647).

1892. **Gümbel,** Ueber anstehenden Radiolarienjaspis in der Schweiz (Neues Jahrb. Bd. II S. 162, Stuttgart).

1892 und 1896. **Milch,** Beiträge zur Kenntnis des Verrucano (I. Teil 1892. II. Teil 1896).

1893. **Gümbel,** Geologische Mitteilungen über St. Moriz im Oberengadin etc. etc. (Sitzungsber. d. k. bayer. Akad. d. Wissensch., München, Bd. XXIII Heft I S. 19).

1893. **Greco,** Il Lias Inf. nel Circondario di Rossano Cabro (Pisa).

1894—1895. **Böse,** Monogr. des Genus Rhynchonellina Gem. (Palaeontographica).

1895. **Rothpletz,** I. Ueber das Alter der Bündner Schiefer (Ztschr. der Deutsch. Geol. Ges. S. 1).

1895. **Steinmann,** Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer (Berichte der Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. IX S. 245, Freiburg i. B. und Leipzig).

1896. **Böse,** Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin (Ztschr. der Deutsch. Geol. Ges. Berlin Bd. XLVIII S. 557).

1898. **Böse,** Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen (ibid. Bd. L S. 695).

1898. **Steinmann,** Geologische Beobachtungen in den Alpen. Das Alter der Bündner Schiefer. Fortsetzung und Schluss (Berichte der Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. X S. 215. Freiburg i. B., Leipzig und Tübingen).

1899. **Carapezza e Schopen,** Sopra alcune nuove Rhynchonelline della Sicilia (Palermo).

1899. **Hug,** Die Unter- und Mittelliasammonitenfauna von Blumenstein-Allmend und Langeneckgrat am Stockhorn (Abh. der Schweiz. Palaeont. Ges.).

1900. **Hovelacque** und **Kilian,** Album de Mikrophotographies de Roches Sédimentaires (Paris).

1900. **Lorenz,** Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. I. Teil: Fläscherberg (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge. Zehnte Lieferung).

1900. **Rothpletz,** Geologische Alpenforschungen. I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Ueberschiebung (München).

1900. **Zittel,** Textbook of Palaeontology. Translated by Eastman.

1901. **Fucini,** Cefalopodi liassici del Monte di Cetona (Palaeontographia Italiana Vol. VII).

1901. **Lorenz,** Geologische Studien im Grenzgebirge etc. II. Der südliche Rhätikon (Berichte der Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. XIII).

1901. **Lugeon,** Les grandes nappes de reconvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse (Extrait du Bull. soc. géol. de France 4. Sér. t. I p. 723).

1901. **Waagen,** Der Formenkreis des Oxytoma inaequivalve (Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst. Bd. LI).

1902. **Blaas,** Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen (Innsbruck).

1902. **Hammer,** Mitteilungen über Studien in der Val Furva und Val Zebru bei Bormio (Veltlin). (Verh. der k. k. Geol. Reichsanst. S. 320.)

1902. **Rothpletz,** Geologischer Führer durch die Alpen. I. Das Gebiet der zwei grossen rhätischen Ueberschiebungen etc. Sammlung geologischer Führer X (Berlin).

1903. **v. Bistram,** Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda. Geologisch-paläont. Studien in den Comasker Alpen I. (Berichte der Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. XIII S. 116, Freiburg i. B.).

1903. — Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. Geologisch-paläont. Studien in den Comasker Alpen (ibid. S. 1).

1903. **Hoek,** Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa (Berichte der Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. XIII S. 215).

1903. **Wähner,** Das Sonnwendgebirge im Unterinntale (Leipzig und Wien).

1904. **Paulcke,** Geologische Beobachtungen im Antirhätikon (Berichte der Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. XIV S. 257).

1904. **Schiller,** Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe (ibid. S. 107).

1904. **Tarnuzzer,** Die geologischen Verhältnisse des Albulatunnels (46. Jahresbericht der Naturf. Ges. Graubündens).

1904. **Weber,** Kali-Syenit des Piz Giuf (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge. XIV. Lief.).

1905. **Roessinger,** Couches rouges de Leysin (Eclogae geol. Helv. Vol. VIII No. 4 S. 435).

Orographische Uebersicht.

Orographisch tritt das untersuchte Gebiet durchaus nicht als eine Einheit hervor. Zwischen dem gletscherbedeckten Silvrettamassiv und der noch höheren Berninagruppe dehnt sich quer durch Bünden ein Gebirgsstück aus, das so wenig einheitlichen Charakter trägt, dass sich nie ein zusammenfassender Name für diese ausgedehnte Gebirgsgruppe eingebürgert hat. Dunkle Gipfel aus Urgestein wechseln mit hellleuchtenden Dolomitbergen und einförmigen Schiefergräten. Von diesem wechselvollen Gebirgsstück umfasst das behandelte Gebiet einen Streifen, dessen westöstliche Ausdehnung der Titel der Arbeit angibt und das sich von Süd nach Nord von *Bevers* bis *Cinuskel* im Engadin, vom *Piz Lavirum* bis zum *Monte Saliente* ausdehnt und von grösseren Tälern vor allem ein Stück weit die breite Glacialmulde des *Engadins* umfasst mit den kleinen Seitenbächen von links. Von rechten Zuflüssen des Inns fallen in das untersuchte Gebiet der untere Teil der *Val Chamuera,* des *Camogasker Tales,* wie es gewöhnlich genannt wird; ferner die *Val Casana* mit all ihren Zuflüssen, die sich weiter abwärts mit der *Val Trupchum* zur *Ova Varusch* vereinigt. Auf italienischem Gebiet bildet das *Spöltal* ein Stück weit die Grenze der geologischen Karte, während die untere *Valle Federia* mit ihrem linken Zufluss, der *Valle Saliente,* bis zu ihrem Einfluss in den *Spöl* dem untersuchten Gebiet angehört. Die Kammhöhe hält sich innerhalb des Gebietes meist noch etwas unter 3000 m. Erst die Gipfel im Norden, ferner *Piz Kesch* und seine Gefolgschaft im Nordwesten und verschiedene kristalline Erhebungen im Süden des Gebietes überschreiten die 3000 um ein oder mehrere 100 m. Die Höhe der Talpunkte zeigt folgende Zusammenstellung: *Bevers* 1709,5 m, *Cinuskel* 1616 m, *Livigno (Chiesa di Viera)* 1785 m. Auf weitere orographische Angaben glaube ich im Hinblick auf die beigegebene Karte verzichten zu dürfen.

Rückblick auf die seitherige geologische Erforschung des Gebietes.

Nur sehr spärlich sind die Angaben vor den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts, die wir über das behandelte Gebiet finden.

STUDER (1851 S. 397) erwähnt zum erstenmal unbestimmbare Zweischaler aus dem *Camogasker Tal.*

Escher von der Linth (1853 S. 49) führt aus dem *Camogasker Tal* an: Cardita crenata Gf., Bactryllium deplanatum Heer, Spondylus obliquus Kl., Avicula Escheri Mer. sowie das Bruchstück eines Ammoniten. Es sind dies anscheinend die ältesten bestimmbaren Fossilfunde aus jener Gegend.

Besonders von petrographischer Bedeutung sind die Arbeiten von G. vom Rath (1857 und 1858). Wir finden hier u. a. eine Beschreibung des Juliergranits vom *Albula* (1857 S. 226) sowie zwei Analysen von Oligoklas aus diesem Granit. Im allgemeinen sind aber in diesen Aufsätzen mehr die Verhältnisse und Vorkommnisse südlich des von mir untersuchten Gebietes in Betracht gezogen.

Nach diesen älteren Arbeiten ist nun ein Werk zu nennen, das noch heute grundlegend ist für alle geologische Arbeit in Graubünden, Theobalds „Geologische Beschreibung von Graubünden“, 1864 und 1866 mit den Blättern X, XV und XX der geologischen Karte der Schweiz erschienen (Theobald 1864 und 1866). Schon 1860 finden wir einige Angaben über das Gebiet in der Arbeit über das *Unterengadin* (1860). Was aber die geologische Aufnahme von mehr als zwei Blättern der Dufourkarte in diesen Gebirgsgegenden bedeutet, wird erst dem recht klar, der selber unter ähnlichen Verhältnissen gearbeitet hat. Dass Theobalds Karten und Profile nicht den hohen Grad der Komplikation wiedergeben, der tatsächlich hier herrscht, darf uns bei dem Massstab seiner Karte und bei ihrer Ausdehnung wahrhaftig nicht auffällig erscheinen. Auf Unterschiede zwischen der hier beigegebenen Karte (Tafel X) gegenüber der Theobaldschen hinzuweisen, würde zu weit führen. Ein Vergleich der beiden Karten wird die Neuaufnahme des Gebietes im vergrösserten Massstab gerechtfertigt erscheinen lassen. Was die Schichtfolge betrifft, die Theobald aufstellt, so konnte ich sie im wesentlichen bestätigen. Nur hat sich eine so detaillierte Trennung der Triasglieder, wie sie Theobald überall versucht, nicht durchführen lassen. Anderseits hat sich unsere Kenntnis jüngerer Sedimente als Lias durch Gümbel und andere seither erweitert, wie im stratigraphischen Teil näher auseinandergesetzt werden wird. Vollkommen bestätigt gefunden habe ich die schon von Theobald gemachte Beobachtung, dass unter dem Verrucano keine paläozoischen Kalksteine oder Dolomite mehr sich finden. Marmore unbekannten Alters treten in dem untersuchten Gebiet nicht auf.

ZIEGLERS (1876) Arbeit aus dem Jahr 1876 bringt in stratigraphischer Hinsicht nichts Neues. Aber auch die gebirgstheoretischen Erörterungen lassen die nötige Klarheit vermissen.

In einer kleineren Arbeit von DIENER (1884) wird die Kalkfalte des *Piz Alv* an der Berninastrasse beschrieben. „Dieser ganze Streifen mesozoischer Gesteine besitzt in der Tat jenes vielfach gewundene Streichen, welches THEOBALD verzeichnet.“ Aehnlich gewundene Synklinalen werden wir in dem untersuchten Gebiet ebenfalls mehrfach kennen lernen. Auch auf die starke mechanische Metamorphose, die die Gesteine vielfach erlitten haben, macht DIENER aufmerksam: „Hier (in den Liasgesteinen) ist die ursprüngliche Schichtung vollständig zerstört, das Gestein zerdrückt und marmorisiert und zum Teil in eine wahre Reibungsbreccie umgewandelt worden“, Beobachtungen, die ich in meinem Gebiet vollauf bestätigen kann. Die untere Trias traf DIENER am *Piz Alv* nur sehr gering entwickelt. Er zieht daraus, sowie aus ähnlichen Beobachtungen, die in einer zweiten Arbeit (DIENER 1888) niedergelegt sind, den Schluss (1888 S. 41), dass die Trias in Graubünden mit all ihren Gliedern transgrediere. Ohne die dort behandelten Gebiete zu kennen, möchte ich unter allem Vorbehalt demgegenüber doch auf die Schwierigkeit hinweisen, in derartig gestörten Gebieten echte Transgressionsdiskordanzen von rein tektonischen (Ausquetschungs-)Diskordanzen zu unterscheiden. Der „Gebirgsbau der Westalpen“ (DIENER 1891) bringt über das engere Gebiet nichts Neues. Wenn dagegen auch hier (1891 S. 150) von über dem kristallinischen Grundgebirge transgredierenden rhätischen und liasischen Schichten in einer überschobenen Mulde am *Albulapass* die Rede ist, so ist darauf hinzuweisen, dass unmittelbar am *Albula* die Trias mit Rauhwacken und Dolomiten recht ansehnlich entwickelt ist und also der dortige Granitliaskontakt wohl ziemlich sicher in tektonischen Vorgängen seinen Grund hat.

Eine Erweiterung der petrographischen Befunde von G. VOM RATH brachte eine Arbeit von DALMER (1886), in der dieser besonders Gneisseinschlüsse im Berninagranit und damit die eruptive Natur jener Granite und Syenite des Oberengadins nachweist. Auch ihr Alter stellt er als sicher vorpermisch fest, dadurch, dass er echte Juliergranitgerölle im Verrucano findet.

1889 gibt GÜMBEL (1889) eine Beschreibung der unteren *Val Chamuera*. Auf die irrtümliche Deutung der rhätischen Schichten am Eingang dieses Tales als Muschelkalk und Wengener Schichten, der Terebratula gregaria als Ter. vulgaris hat schon Böse aufmerksam gemacht. Dagegen kommt Gümbel das Verdienst zu, zum erstenmal Radiolarienhornsteine und Aptychenschichten in der *Val Trupchum* nachgewiesen zu haben (1892 und 1893 S. 44).

Eine neue Erweiterung der Kenntnis unseres Gebietes brachte eine Arbeit von Böse (1896). Er fand verschiedene neue Vorkommnisse von Kössner Schichten, ferner neue Liasammoniten in der *Val Trupchum*. Dagegen beruht die Deutung des Profils von *Val Pschaidas* am *Piz Mezzaun* und die daraus abgeleiteten, stratigraphischen Schlussfolgerungen auf einem später zu besprechenden Irrtum. Desgleichen kann von paläozoischem Dolomit, wie Böse will, am *Piz Mezzaun* nicht die Rede sein. Die hier beigegebene Karte (Tafel X) und Profil II (Tafel y) zeigen, dass wir im *Piz Mezzaun* eine zwar im einzelnen vielfach verschobene, aber doch noch wohl erkennbare Mulde vor uns haben, als deren jüngstes Glied rote und graue, oberjurassische Aptychenschiefer sowie schwarze Hornsteine erscheinen, die Böse bei dem einmaligen Besuch des Berges offenbar entgangen sind. Der Triasdolomit des Mittelschenkels zieht als breite Mauer aus der *Val Chamuera* herauf (vgl. Ansicht *Ch*), ist aber nach Böse „wahrscheinlich paläozoisch, da er konkordant unter dem Buntsandstein liegt“. Der in Rede stehende Buntsandstein aber, der die Unterlage des Triasliaskeiles am *Corn* bildet, sowie als isolierte Kappe auf dem nächsten, westlichen *Gipfel über 2970 m* erscheint, besteht aus hochkristallinen Schiefern und einem schönen Augengneiss, der bestimmt nicht triadischen, vielleicht paläozoischen, vielleicht aber auch vorpaläozoischen Alters ist. Ich bemerke, dass dies die einzige Stelle in dem untersuchten Gebiet ist, an der bis jetzt von einem Autor paläozoischer Dolomit vermutet worden ist, und dass gerade hier die Verhältnisse heute so klar liegen, dass die Annahme paläozoischen Dolomits ausgeschlossen ist. Die nur ganz kurz gehaltene Angabe bei Rothpletz (1902 S. 150), dass der *Piz Mezzaun* u. a. aus Röthidolomit bestehen soll, glaube ich übergehen zu sollen, da Rothpletz nicht näher bestimmt, welchem Dolomit speziell er vortriadisches Alter zuschreibt. Böse hat ferner auf verschiedene Ueberschiebungen innerhalb des Gebietes erstmals aufmerksam gemacht.

Auch Steinmann hat die *Val Trupchum* besucht und das Vorkommen von Tithon daselbst durch das Auffinden weiterer Aptychen, von Belemniten, eines Nautilusschnabels und besonders einer Pygope diphya (1898 S. 241) neuerdings sichergestellt. Auf der linken Talseite fand er Chondriten in den dort anstehenden Schiefern, die ihm jedoch keine Sicherheit über das Alter dieser Schiefer verschafften (1898 S. 290 Anm. 1). Steinmann vor allem war es sodann, der ausdrücklich und wiederholt auf die hohe Komplikation der Lagerung in ganz Bünden, auf die zahlreichen Ueberschiebungen und Ausquetschungen aufmerksam gemacht hat.

Auch in der Arbeit von Schiller über die *Lischannagruppe* (1904) finden wir einige Bemerkungen über das vorliegende Gebiet. So glaubt er (1904 S. 119) in der *Val Gianduns* bei *Scanfs* Wettersteindolomit erkannt zu haben. In den Liasfleckenmergeln der *Val Chanels* fand er neu Radiolarien, Spongiennadeln und Inoceramus ventricosus Sow. (S. 129).

Neuerdings bespricht Tarnuzzer „die geologischen Verhältnisse des *Albulatunnels*“ (Tarnuzzer 1904) in einer kleineren Arbeit und gibt insbesondere eine ausführliche, makroskopische Beschreibung der sehr reichhaltigen Granitserie aus dem Tunnel. Auf andere Punkte der Arbeit muss ich, obgleich der Tunnel selber schon ausserhalb der Grenzen meines Gebietes liegt, im folgenden zurückkommen.

Stratigraphischer Teil.

Grundgebirge.

Unter diesem Ausdruck fasse ich alles zusammen, was älter ist als die echten Konglomerate des Verrucano. Es könnte dies stratigraphisch als ein Rückschritt erscheinen gegenüber Theobald und allen folgenden Autoren, die immer zwischen echtem Gneiss und Verrucano noch sog. Casanaschiefer unterschieden haben. Allein es hat sich im Lauf der Untersuchungen herausgestellt, dass die Grenze dieser halbkristallinen Schiefer, wie sie schon nach oben zu gegen den Verrucano infolge der starken Gebirgsmetamorphose mitunter nicht leicht zu ziehen ist, so nach unten zu völlig willkürlich wird. Tatsache ist, dass wir da, wo Theobald Casanaschiefer auf der Karte einzeichnet — von Theobald stammt bekanntlich auch der Name —, dass wir da alle möglichen kristallinen Schiefer finden, darunter auch Augengneisse, über deren Alter, ob paläozoisch oder vorpaläozoisch, sich bis heute durchaus nichts Sicheres aussagen lässt. Eine Trennung dieser Schiefer vorzunehmen, wäre ohne eingehende petrographische Untersuchung und monatelanges sorgfältiges Kartieren unmöglich. Es würde somit den Rahmen dieser, hauptsächlich stratigraphisch-tektonische Ziele verfolgenden Arbeit weit überschreiten. So erschien es vorläufig am besten, keinerlei Trennung der kristallinen Schiefer auf der Karte vorzunehmen. Sollte eine solche späterhin einmal durchgeführt werden, so wird sie ohne Zweifel ein sehr wechselvolles Bild der Schiefergebiete liefern, wie z. B. eine Ueberquerung des Gneiss- und Schieferrückens zwischen *Valle Federia* und dem Livinasker Tal lehrt, und auch ganz von selbst erhellt, wenn man zu den ungemeinen, tektonischen Komplikationen, die die tertiäre Faltung überall in dem jüngeren Deckgebirge wie im Grundgebirge erzeugt hat, sich noch die Wirkungen einer carbonischen Faltung hinzu denkt. Auch nach oben zu ist, wie schon erwähnt, die Grenze der kristallinen Schiefer gegen das Verrucanokonglomerat, obgleich es sich hier wohl um eine echte Transgression handelt, oft nicht leicht zu ziehen, da durch die enormen Gebirgsbildungsvorgänge auch die Verrucanogesteine vielfach einen stark kristallinen Habitus angenommen haben. Diese Grenze ist demgemäss auch von den verschiedenen Autoren sehr verschieden gezogen worden (s. BÖSE 1896 S. 562). Starkkristalline Schiefer, selbst wenn schon das makroskopische Aussehen ein klastisches Gestein vermuten liess, sind deshalb hier doch mit zum Grundgebirge gezogen, um nicht ein Element der Unsicherheit mit ihnen in die Karte zu tragen.

Kristalline Schiefer (Gn).

Die Hauptmasse der im Gebiet verbreiteten kristallinen Schiefer gehört nach dem Mineralbestand ihrer wesentlichen Gemengteile: Feldspat, Quarz und Glimmermineralien, zur Familie der Glimmergneisse. Ein Teil von ihnen ist wohl nichts anderes als stark gepresste Granite. Ein anderer Teil ist ziemlich sicher sedimentären Ursprungs. Zwischen diesen zweifellosen Ortho- und Paragneissen aber steht eine Menge von Gesteinen, über deren Natur sich ohne petrographische Untersuchung ohne weiteres nichts aussagen lässt. Mitunter überzieht Muskovit in dünnen Häuten die Quarz-Feldspatlagen (Sericitgneiss). Auch graphitoidische Ueberzüge kommen vor, doch durchaus nicht in der Verbreitung, die THEOBALDS Worte (1864 S. 47) vermuten lassen: „Die zahlreichen graphitartigen Ausscheidungen weisen wohl auf ehemalige Kohlenbildungen hin.“ Durch Zurücktreten des Feldspats finden wir an vielen Orten Uebergänge zu Glimmerschiefer, und zwar treffen wir hauptsächlich Muskovitschiefer und Muskovit-Biotitschiefer. Bemerkenswert ist, dass dieser Glimmerschiefer ganz lokal an der nördlichen und westlichen Begrenzung des kleinen Granitkerns am *Piz Vaüglia* zahlreiche, kleine Granaten führt. Ich bin versucht, hierin eine Kontaktwirkung zu sehen.

Neben den die Hauptmasse der Schiefer ausmachenden Gneissen und Glimmerschiefern treten andere Vorkommnisse sehr zurück. Lokal findet sich Chloritschiefer, so an den neuen Lawinenschutzbauten zwischen der Ruine *Guardaval* und *Arschaida*. An andern Orten, z. B. in der unteren *Valle Federia* unmittelbar über der Einmündung der *Valle Saliente* findet sich ein Gestein, das aus unregelmässig gestalteten dicken Linsen und Knauern von Quarz besteht, zwischen denen sich flasrige Lagen von sericitartigem Glimmer ausbreiten (Quarzphyllite).

Ein sehr weiches, zum Teil grünlichgelbes, talkschieferartiges, zum Teil schwarzes, sehr graphitoidreiches Schiefergestein traf ich an beiden Ufern des Inns unterhalb *Scanfs* (an der Flussbiegung westlich *Prasüras*). Dem gleichen Zug scheinen ähnliche, stark zerrüttete Schiefer anzugehören, die am Fahrweg nach *Val Trupchum* hinein unmittelbar vor der Brücke über die *Ova Varusch* anstehen. Schliesslich gehört hierher noch ein schmaler Schieferzug, der unterhalb *Punt del Fuorn* zwischen Verrucanokonglomerat quer über die *Ova Varusch* hinüberstreicht. Gerade in diesen Schiefern bin ich am ehesten geneigt, paläozoische, vorpermische Sedimente zu erblicken. Da jedoch ihre Altersbestimmung weder durch Fossilfunde, noch durch einige sichere Profile gestützt werden konnte, so wurden auch sie vorläufig zum Grundgebirge gezogen, um so mehr, als ihre Bedeutung im gesamten Kartenbild ganz untergeordnet ist.

Massige Gesteine.

An verschiedenen Stellen des Gebietes treten Granite auf. Schon landschaftlich am meisten hervor tritt die ausgedehnte Albulagranitmasse, die die südliche Begrenzung der *Abula*senke bildet. G. vom Rath (1857 S. 226 u. S. 256) gibt eine makroskopische Beschreibung des Juliergranits auf dem *Albula*, sowie zwei Analysen des darin vorkommenden „Oligoklas“. Das Gestein ist ein Granitit von sehr wechselnder Beschaffenheit, vielfach von porphyrischer Struktur und von zahllosen Gängen anderer Granitvarietäten durchsetzt. Makroskopisch springt sofort ein grüner Plagioklas in die Augen, neben dem der farblose, gelbliche oder rötliche Orthoklas makroskopisch mitunter ganz zurücktritt. Eine primäre Paralleltextur scheint nur in den randlichen Partien (s. TARNUZZER 1904 S. 7) vorhanden. Dagegen sind die Erscheinungen der Kataklase ausserordentlich intensiv. Ein sehr gutes Bild der ungemeinen, dynamischen Beeinflussung, die die Granitmasse erfahren hat, sowie der wechselnden Strukturverhältnisse gewähren die Beobachtungen am *Albulatunnel*, wie sie TARNUZZER (1904 S. 7 ff.) beschreibt. Mitten im Albulagranit traf man wenig östlich unter dem *Piz Giumels* auf einen 65 m mächtigen Fetzen von „dunklem Tonschiefer und Mergeln". Die Deutung, die TARNUZZER diesem Vorkommnis gibt, scheint mir unrichtig. TARNUZZER glaubt von diesem Mergelfetzen, er „muss beim Aufsteigen des Granits aus der Tiefe als Sedimentrest vom Rand des jetzigen Massivs abgeschürft, in den Granit hineingepresst und mit ihm durch den Gebirgsdruck bearbeitet worden sein". Ich halte diese Tonschiefer und Mergel für liasisch, da ich, wie später noch auseinandergesetzt werden soll, nirgends in der unteren und mittleren Trias grössere Schiefermassen, sondern fast ausschliesslich Dolomite antraf. Ganz ebenso gehört wohl auch die Schieferserie am nördlichen Tunneleingang dem Lias an, denn ich fand im Zutagstreichen dieser Schiefer zwischen *Preda und Crapalv* einen Belemniten darin. TARNUZZER spricht beide Schieferkomplexe für Trias an und schliesst daraus auf ein spättriadisches Alter des Albulagranits. Ich glaube, dass es sich bei dem Mergelfetzen im Tunnel um den Rest einer stark ausgewalzten, linsenartig nach oben zu abgequetschten Synklinale handelt.

Ein ganz analoges Beispiel einer linsenförmig nach oben geschlossenen Mulde findet sich, wie nebenbei bemerkt werden mag, in der *Val Burdum* (s. Profil XV S. 216). Hier wird von kristallinen Schiefern (Gneiss) eine schmale Scholle von Verrucanokonglomerat umschlossen, die an der linken Talwand steil in die Höhe zieht, nach oben zu aber zwischen den kristallinen Schiefern auskeilt, ohne die obere Bergkante zu erreichen. Dass auch ein Rest salinaren Gesteins der unteren Trias mit dieser Verrucanoscholle verknüpft ist, zeigen einige Auslaugungstrichter auf der Sohle der *Val Burdum*. Uebrigens sind derartig linsenartig abgequetschte Sedimentschollen im kristallinen Gestein schon mehrfach beschrieben worden (s. HEIM 1878 Bd. II S. 159, 160, BALTZER 1880 S. 184).

Ich vermute deshalb, dass der Mergelfetzen im *Albulatunnel* einer Synklinale angehört, die möglicherweise die schon auf der THEOBALDschen Karte gezeichneten Triasvorkommnisse am *Piz* *della Pyramida* einerseits, andrerseits eine Sedimentscholle umfasst, die, von Granit eingeschlossen, am Westrand der hier beigegebenen Karte (Tafel VI) gerade noch eingezeichnet ist (vgl. auch Profil A; Tafel VI) und aus Triasdolomit und Liasschiefern besteht mit Belemniten und grossen Crinoidenstielgliedern. Für eine solche Deutung des Schieferfetzens im Tunnel spricht ferner sein ganz normales Oststreichen, das bei einer losgerissenen Scholle inmitten des Granitmagmas sehr auffallend wäre, weiter auch die Grösse der Scholle (65 m Durchmesser in der Tunnelrichtung) sowie das Fehlen jeglicher Kontaktmineralien.

Die Annahme des spättriadischen Alters des Albulagranits ist demnach wohl aufzugeben. Vielmehr darf auch nach dem schon erwähnten Fund von Dalmer (1886 S. 149) das vorpermische Alter des Albulagranits als gesichert gelten. Dagegen ist ein Zusammenhang zwischen der Intrusion dieser Granitmassen und der carbonischen Faltung, besonders nach der schönen Arbeit von Weber (1904) nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen.

Im heutigen Bau des Gebirges bildet der Albulagranit, soweit er in das untersuchte Gebiet fällt, eine mächtige oder, nach dem eben Gesagten, eine Reihe dicht gedrängter Antiklinalen *(Crastamora-Antiklinale).* Die Einbeziehung in den Gesamtfaltenwurf tritt am deutlichsten am Nordrand des Massivs hervor, wie Profil A; Tafel VI zeigt.

Bemerkenswerterweise tritt im Verlauf derselben *(Crasta-mora-Seja-)* Antiklinale noch einmal Granit auf, von der gleichen makroskopischen Beschaffenheit wie der Albulagranit. Er zieht sich von der unteren *Ova da Vaüglia* nach *God Chaschauna* hinüber. Der Casanabach hat sich durch ihn eine enge Schlucht gerissen. Ferner gehört hierher noch ein kleiner, tektonisch isolierter Granitfetzen (auf der Karte [Tafel VI] etwa 2 mm westlich des von *Val Furca* auf der Ostseite des Murtiröl).

Etwas anderes Aussehen zeigt der Granit des *Piz Vaüglia.* Makroskopisch ein Granitit ohne Paralleltextur mit dunklem Biotit, Quarz und ungefärbtem Ortho- und Plagioklas, geht er randlich gegen die Schieferhülle in Granitgneiss mit Augengneissstruktur über. In einer besonderen syenitischen, wohl randlichen Modifikation tritt der Quarz makroskopisch ganz zurück, der Biotit ist grösstenteils durch Hornblende ersetzt. Daneben erscheinen schon makroskopisch zahlreiche Sphene. Tektonisch stellt das kleine Massiv des *Piz Vaüglia* den Kern einer selbständigen, kuppelartigen Aufwölbung dar, die nach allen Seiten nach aussen übergebogen und übergeschoben ist.

Schliesslich tritt noch ein Granitit mit bläulichem Orthoklas, grünem Plagioklas und schwach ausgeprägter Augengneissstruktur im Hintergrund der *Val Casana*, vom Casanabach in west-östlicher Richtung durchbrochen, hervor[1].

Die Granite und andern Massengesteine, die in den kristallinen Massen des südlichen, sowie des nordwestlichen Kartenrandes aufsetzen, nämlich im Massiv des *Piz Vadret* bei Samaden und in der Kette *Piz Kesch* bis *Piz Griatschouls*, sind nicht mehr in Betracht gezogen.

Diabasporphyrite.

Mehrfach werden die kristallinen Schiefer des Gebietes von Intrusivgesteinen durchsetzt, von denen einige einer vorläufigen Untersuchung zu unterziehen Herr Prof. Osann die grosse Freundlichkeit hatte. Herr Prof. Osann teilt mir über die Untersuchung folgendes mit:

„Die meisten Gesteine zeigen makroskopisch grüngraue Farbe und haben das Aussehen von veränderten Diabasen. Zum Teil treten grössere Feldspateinsprenglinge bis 1 cm Durchmesser makroskopisch hervor, die zum Teil durch chloritische Substanzen grün gefärbt sind. Die Feldspate sind stark umgewandelt, so dass Spaltflächen und Zwillingsstreifung nicht mehr zu erkennen sind. Ausserdem makroskopisch häufig Pyrit. Mikroskopisch zum Teil noch ziemlich frisch. Die meisten ziemlich grobkörnig mit Diabasstruktur: Plagioklasleisten von divergentstrahliger Anordnung. Daneben einzelne grosse Feldspateinsprenglinge, ebenfalls Plagioklas. Augit ist noch frisch, von grau-violetter Farbe: typischer Diabasaugit, zum Teil intersertal zwischen die Feldspatleisten geklemmt, zum Teil auch in einzelnen, grösseren, prismatisch begrenzten Einsprenglingen. In andern Gesteinen vollständig uralitisiert und chloritisiert. Daneben war überall etwas brauner Glimmer vorhanden, der allerdings fast ganz in Chlorit und kleine Epidotkörnchen umgewandelt ist. Neben dem makroskopisch schon sichtbaren Pyrit ist Titaneisen in recht typischen Formen, meist randlich in Leukoxen verwandelt, allgemein verteilt.

Daneben stets Carbonate als Neubildung. Zum Teil auch etwas Quarz, der in einigen Gesteinen Andeutung von granophyrischer

---

[1] Die beigegebene Karte (Tafel X) zeigt, wie ausdrücklich bemerkt sei, nur die ungefähre Verbreitung der Granitmassive.

Verwachsung mit Feldspat zeigt. In diesen Quarzführenden scheint Glimmer dem Pyroxen gegenüber vorgeherrscht zu haben. In andern Gesteinen sind gar keine frischen Gemengteile mehr erhalten, die Struktur lässt sich aber noch erkennen, so dass kein Grund vorliegt, sie für etwas anderes als die vorigen zu halten. Die Gesteine zeigen zum Teil starke Pressungserscheinungen.

Am besten wird man die Gesteine wohl als Diabasporphyrite, zum Teil mit akzessorischem Biotit und Quarz, bezeichnen.“

Ueber das Alter dieser Diabasporphyrite lässt sich nur so viel aussagen, dass sie bis jetzt nur innerhalb des Grundgebirges gefunden worden sind und also einstweilen kein Grund vorliegt, sie für jünger als paläozoisch zu halten.

Fundpunkte dieser Diabasporphyrite sind: der *Punkt 2746* zwischen *Val Vaüglia* und dem *Engadin;* die obere *Val Casanella* und zwar an der linken Talwand; mehrere Stellen bis *Rino Toscie* hin in dem Zug kristalliner Gesteine, der nördlich vom *Casanapassweg* über die Grenze hinüberzieht; Hintergrund der *Val Casana* an der linken Seite (der erste Seitenbach von links stürzt hier in einem kleinen Wasserfall über einen flachliegenden Lagergang); Ausgang von *Rino Toscie* gegen *piano dei morti* in der unteren *Valle Federia* (hier liegt ein Lagergang scheinbar ganz konkordant wie eine Bank zwischen kristallinen Schiefern, die nach oben in Verrucano übergehen); *Rino della Casina* (hier sieht man ziemlich hoch oben zwischen kristallinen Schiefern einen Gang unter der Wirkung der Gebirgsfaltung allerhand Biegungen ausführen); der Tobel, der zwischen *Munt Strialla* und *Munt fuorcla* der *Val Lavirum* von rechts einen Seitenbach zuführt.

Junge Eruptiva (B).

Ueber ein anderes Eruptivgestein teilt mir Herr Prof. OSANN folgendes mit:

„Nach dem makroskopischen Befund gehört das Gestein offenbar in die Familie der Basalte. Olivin war reichlich vorhanden in meist grossen, auch gut begrenzten Einsprenglingen, er ist jetzt vollständig serpentinisiert. Die Einsprenglingsaugite sind grau mit einem Stich ins Violette, zeigen zum Teil vorzügliche Sanduhrstruktur und starke Dispersion der in (010) liegenden Schwingungsrichtung, kurz haben ganz die Eigenschaften der in Tephriten und verwandten Gesteinen verbreiteten Pyroxene. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig und pyroxenreich. Der Augit bildet kurze Säulen und ist nach Farben und optischen Verhältnissen mit dem Einsprenglingsaugit identisch. Plagioklas in schmalen Leisten und mit deutlicher Zwillingsstreifung lässt sich mit Sicherheit nur spärlich aufweisen. Ein zwischen dem Augit der Grundmasse reichlich verbreitetes, faseriges, schwach grüngelb gefärbtes Zersetzungsprodukt ist wahrscheinlich aus Glas entstanden. Nephelin lässt sich mikroskopisch nicht nachweisen, könnte aber nach dem ganzen Habitus des Gesteins vorhanden gewesen und umgewandelt sein. Eine Analyse des Gesteins könnte wohl über die Zugehörigkeit zu Plagioklasbasalten oder Tephriten entscheiden.“

Das Vorkommen ist ein gangförmiger Durchbruch durch den Triasdolomit der *Lavirumschlucht* zwischen *Giandalaina* und *Acla veglia*, da, wo auf der Karte ein schwarzer Punkt mit beigesetztem B sich befindet.

Deckgebirge.

Verrucano (und Buntsandstein) (V).

Unter dieser Bezeichnung werden hier eine Folge von roten und grünen Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern zusammengefasst, die überall, wo sie vorhanden sind, durch ihre lebhaften Farben ein leicht kenntliches Grenzglied zwischen den älteren, kristallinen Schiefern und der Trias darstellen. Die Bezeichnung Verrucano ist, wie MILCH (1892) in ausführlicher Weise dargelegt hat, von den verschiedenen Autoren in der verschiedensten Weise angewendet worden. Was mich bestimmt, trotzdem diesen Ausdruck beizubehalten, das möchte ich fast mit einem Scherz ausdrücken, dass es nun auf eine Definition mehr auch nicht mehr ankommt. Denn anderseits bietet der Name Verrucano doch den Vorzug, dass jeder Geologe, der ihn hört, sich sofort eine Bildung wesentlich klastischer Natur darunter vorstellt, die er wenigstens ungefähr an die Schwelle von Paläozoikum und Mesozoikum zu stellen gewohnt ist.

Von *Val Vaüglia* hinüber über *Alp Vaüglia* bis in die obere *Val Bugliauna* finden sich an mehreren Punkten kristalline Breccien. Faustgrosse, eckige Gneiss- und Schieferbrocken bilden mit Quarzgeröllen und rotem Verrucanomaterial ein inniges Gemenge. An einem Handstück sieht man das rote Verrucanozement schlierenartig zwischen den grossen Gneissbrocken sich ausbreiten. Ein von Herrn Dr. SCHILLER in der *Val Trupchum* aufgelesenes Stück dieser Breccie zeigt, wie ein grösseres Gneissfragment durch den Gebirgsdruck geborsten und das Verrucanomaterial in die entstandene Spalte hineingepresst ist. Die Frage, inwieweit es sich bei dieser kristallinen Breccie um ein echtes Sediment oder nur um eine mechanische Verknetung von Verrucano mit dem Grundgebirge handelt, möchte ich einstweilen offen lassen.

In den echten Verrucanokonglomeraten sind die Hauptmenge der Gerölle Quarzbrocken bis zu Hühnerei- und Faustgrösse. Daneben kommen rötliche Quarzit-, schwarze Kieselschiefer- und andere Komponenten vor. Die von DALMER (1886) gefundenen Juliergranitgerölle wurden schon erwähnt.

Konstante Profile darf man bei dem Charakter dieser Ablagerung nicht erwarten. Doch konnte ich in einigen, anscheinend normalen Profilen beobachten, dass die groben Conglomerate im allgemeinen einen tieferen Horizont einnehmen, als die Sandsteine und Schiefer, so unmittelbar nördlich über der *Alp Casana,* ferner im *hinteren Casanatal,* wo der Casanabach von der Fuorcla Casana kommend über die kleine Felswand herunterstürzt. In der unteren *Valle l'Everone* sieht man sehr gut den Uebergang dieser Schiefer in das folgende Formationsglied. Es stellen sich hier zunächst vom Verrucano aus gelbliche, poröse, rauhwackeartige Dolomitbänke ein, zwischen denen sich noch einzelne rote und grüne Schieferlagen zeigen, bis die rote Tonmasse nur noch dünne rote Ueberzüge der Rauhwackebänke bildet. Das gleiche Verhältnis beobachtet man in einem linken Zufluss der unteren *Valle Federia,* nämlich in dem Tobel, der östlich von *La Costaccia* nach *piano dei morti* hinunterzieht. Auch hier liegen über den Sandsteinen rote und grüne Schiefer, die auch noch Zwischenlagen bilden zwischen den untersten Dolomitbänken, die freilich hier nicht rauhwackeartig ausgebildet sind wie in der unteren *Valle l'Everone.*

Auch Eisenerze kommen wie anderwärts (Bellaluna) mit Verrucano verknüpft vor. So fand ich in dem im tektonischen Teil noch zu besprechenden Verrucanostreifen in der oberen, nördlichen *Valle Saliente* mehrfach Roteisenerz.

Was das Alter dieses Schichtenkomplexes betrifft, so kann wohl kein Zweifel bestehen, dass die oberen Teile der Buntsandsteinstufe entsprechen. Die unteren Teile jedoch, die groben Konglomerate und arkoseartigen Sandsteine haben so viel petrographische Aehnlichkeit mit dem süddeutschen Rotliegenden, dass wir ihnen wohl unbedenklich permisches Alter zuschreiben dürfen. Eine kartographische Trennung innerhalb dieser fast überall nur als schmales Band auftretenden Ablagerungen war jedoch unmöglich.

Untere Rauhwacke und Gips (UR).

Fast überall trifft man mit der vorigen Ablagerung verknüpft, aber doch immer in einem höheren Niveau, eine ausgesprochen salinare Bildung. Entweder finden wir Gipslager, die lokal ziemlich mächtig anschwellen, oder weit häufiger noch Rauhwacken. Die Rauhwacken zeigen eine löchrig poröse oder zellige Struktur, brausen mit verdünnter Salzsäure immer lebhaft auf, zeigen bald graue, bald mehr gelbliche Farbe und enthalten vielfach rote und grüne Tonschieferfetzen, was bei der innigen Verknüpfung mit Verrucano nicht auffällig erscheinen kann. Auch eckige Fragmente kristalliner Gesteine treten dann und wann in der unteren Rauhwacke auf. Meistens tragen die Rauhwacken nicht mehr den Charakter eines ursprünglichen Sediments. Von Schichtung ist sehr oft nichts mehr zu bemerken. So wie die Rauhwacken uns heute entgegentreten, haben sich, meiner Ansicht nach, zwei Faktoren an ihnen geltend gemacht, nämlich einerseits Auslaugungsvorgänge innerhalb des salinaren Gesteins, anderseits der Gebirgsdruck[1]. Einen guten Einblick in die Veränderungen, die auch heute noch in einer grösseren Rauhwackemasse vor sich gehen, hat die Bohrung des Albulatunnels gewährt. TARNUZZER (1904 S. 5) hat die Befunde sehr anschaulich beschrieben. Er sagt unter anderem: „Das gelbe, poröse bis löcherige Gestein . . . ging bei starkem Wasserzudrang in eine breiige Masse über. Die tuffartigen Partien des Zellendolomits enthielten Trümmer von grünem Granit . . .“ Vielfach findet sich in den eckigen Höhlungen ein feiner dolomitischer Kalkstaub, der mit Salzsäure sehr lebhaft Kohlensäure entwickelt. An manchen Orten findet man Uebergänge von grauer, poröser, undeutlich geschichteter Rauhwacke in normale Dolomitbänke. Ein Handstück aus der unteren *Valle l'Everone* ist zur Hälfte graue, mit Salzsäure aufbrausende Rauhwacke, zur andern Hälfte ein Teil einer normalen Dolomitbank. Ein anderes Stück porösen, rauhwackeähnlichen Gesteins erweist sich im Dünnschliff als ein durch den Gebirgsdruck in lauter eckige, kleine Fragmente zerdrückter Dolomit. Lässt sich so in vielen Fällen am Rauhwackegestein die Wirkung mechanischen Druckes erkennen, so ist doch anderseits das Auftreten von Rauhwacken in diesem Horizont so konstant mit kleineren oder grösseren Gipslagern verknüpft, dass eine ursächliche Verbindung zwischen der Auslaugung von Gipslinsen und der Entstehung von Rauhwackemassen auf der Hand liegt. WÄHNER (1903 S. 79) bezeichnet die Rauhwacken des Muschelkalkes als aus der Zertrümmerung schwarzer Kalke hervorgegangen. Mir scheinen allein durch mechanische Kräfte erzeugte Rauhwacken innerhalb des untersuchten Gebietes nur eine ganz untergeordnete Rolle zu spielen. Immerhin sei darauf hingewiesen, dass über die für die Tektonik überhaupt so wichtige Frage, ob Rauhwackezüge an ein bestimmtes, stratigraphisches Niveau gebunden sind, oder nur gewisse Druck- oder Zertrümmerungszonen des Kalkgebirges bezeichnen, bis heute keine völlige Einigung unter den Geologen erzielt ist. An zahlreichen Punkten des Gebietes ist die Rauhwacke durch Bergschutt verdeckt, verrät ihr Ausstreichen aber noch durch kleine Einstürze und in Reihen angeordnete, steilwandige Gipstrichter.

---

[1] ROTHPLETZ (1888 S. 18) hat meines Wissens zum erstenmal ausführlich auf die Wirkung des mechanischen Druckes zur Bildung von Rauhwacken aufmerksam gemacht.

Der Charakter dieser salinaren Bildung bringt es mit sich, dass ihre Mächtigkeit sehr stark wechselt. Mitunter fehlt sie ganz und wir sehen dann den Verrucano unmittelbar in das nächste, nun zu besprechende Schichtglied übergehen.

Muschelkalkdolomit (M).

Es sind dies gelbliche bis dunkel schwarze, dünnbankige Dolomite mit unebener Oberfläche. Die Schichtflächen tragen in der Regel schwarze, in den unteren Teilen auch rote Tonbezüge, bis sich gegen den Verrucano hin, wie schon erwähnt, rote und grüne Tonschieferzwischenlagen einstellen. An Fossilien hat diese Ablagerung bis jetzt nur einige Exemplare von Coenothyris vulgaris Schloth. spec. geliefert. Die Erhaltung ist, obleich das Gestein ein reiner Dolomit ist, eine derartige, dass die Identifizierung als gesichert gelten darf. Die Fundstelle liegt in der *Val Malatt*, dem letzten, linken Seitental der unteren *Val Chamuera*, wo man auf der Karte den schmalen Muschelkalkdolomitstreifen eingezeichnet findet. Crinoidenstielglieder, die sonst vielfach aus dem Muschelkalk Bündens erwähnt werden, fand ich in dem engeren Gebiet nicht. Ein besonders gut entwickeltes Muschelkalkdolomitprofil trifft man in der schon unter Verrucano erwähnten Rinne östlich *La Costaccia* auf der linken Seite der *Valle Federia*.

Ich muss an dieser Stelle ausdrücklich bemerken, dass ich überall in der unteren und mittleren Trias nur Rauhwacken und Dolomite angetroffen habe dagegen nirgends Andeutung einer Kalk-Mergelfacies (über das Dolomitgebiet nördlich der *Val Trupchum* vermag ich heute noch nichts Bestimmtes auszusagen). Ueberall, wo sich eine Kalk-Mergelbildung zwischen Grundgebirge oder Verrucano und zweifellose Triasdolomite einschiebt, hat sie sich bei genauerer Kartierung als Rest einer eingeklemmten Mulde von Rhät oder Lias erwiesen. Die Ausbildung dieser Triasstufe in Dolomitfacies geht auch aus den Beobachtungen der meisten früheren Geologen hervor (s. GÜMBEL 1893 S. 23, 32, 59, 83, 84; BÖSE 1896 S. 610). STEINMANN (1898 S. 24) betont ausdrücklich das Fehlen von tonigen Absätzen von grösserer Mächtigkeit innerhalb der Bündner Trias bis zum Rhät hinauf. SCHILLER (1904 S. 10) fand im *Unterengadin* Muschelkalk und Partnachschichten hauptsächlich dolomitisch ausgebildet. Die falsche Deutung der Kalk-Mergelbildung bei *Campovàsto* als Muschelkalk und Wengener Schichten durch GÜMBEL (1899 S. 32) hat schon BÖSE (1896 S. 590) richtiggestellt. Ebenso gehört der von GÜMBEL (1893 S. 41) aus der unteren *Valle Saliente* beschriebene ‚dünnbankige, intensiv schwarze Kalkschiefer' der rhätischen Stufe an. Denn erstens fand ich darin Terebratula gregaria Ss., zweitens folgt seine Zugehörigkeit zu einer verquetschten Mulde aus dem noch wohl erkennbaren Bau der darüberliegenden kleinen Antiklinale mit Verrucano und kristallinen Schiefern als Kern (vgl. Profil X Tafel V). Auch die von GÜMBEL (1893 S. 33) und von BÖSE (1896 S. 582) erwähnten Muschelkalkbildungen im Spöltal wenig unterhalb der Einmündung der *Aqua del Gallo* sind, wie mir Herr O. SCHLAGINTWEIT freundlichst mitteilte, echte, mit verdünnter Salzsäure nicht brausende Dolomite. ‚Die schwarzen Kalke mit dünnen Mergelschichten, darauf rötliche bis schwärzliche, kalkige, etwas sandige Schiefer und schwarze gebänderte Kalke mit schwarzen Mergeleinlagerungen', die BÖSE aus *Val Pschaidas* (1896 S. 587) als Muschelkalk und Partnachschichten beschreibt, sind Lias (zum Teil vielleicht auch Rhät), wie man sich überzeugt, wenn man diesen Kalk-Mergelzug bis ins *Camogasker Tal* hinüber im Streichen verfolgt. Mit den Mergeln sind hier mehrfach rote Crinoidenkalke verknüpft voller Belemniten. Eine Fundstelle liegt kaum 100 m südlich der *Val Pschaidas.* Damit werden natürlich auch BÖSES Deutung der höheren Triashorizonte am *Piz Mezzaun,* sowie die daran geknüpften Schlussfolgerungen völlig unsicher.

Wettersteindolomit (W).

Ueber dem Muschelkalkdolomit treffen wir graue, nicht sehr dickbankige Dolomite, vielfach mit schwarzen und braunen Tonbezügen. Sie führen häufig Diplopora annulata SCHAFHT., allerhand Schnecken (Chemnitzia, Natica spec.) und unbestimmbare Zweischalerdurchschnitte. Auch schwarze Kieselausscheidungen, linsenförmig, oder ganze Lagen bildend, kommen häufig in diesem Horizont vor. Schöne Diploporen traf ich unter anderem nördlich über der *Alp Casana,* auf dem *Casanapass* auf der italienischen Seite ein wenig unterhalb der Grenze, wo sie BÖSE schon auffielen (1896 S. 591), der die Dolomite dort freilich noch zum Muschelkalk rechnet, ferner in dem Dolomitzug *nördlich des Casanapasses,* weiter im *hintersten Casanatal* an der westlichen Felswand (vgl. Profil II Tafel V) und am schönsten auf dem Rücken westlich *Rino Toscie* in der unteren *Valle Federia* (vgl. Profil IX, Tafel V).

Raibler Schichten (R).

Dieser Horizont wird in dem behandelten Gebiet durch eine Wechsellagerung roter und gelblicher Tonschiefer, roter Sandsteine und gelber und rötlicher Dolomitbänke vertreten, zu denen sich unter Umständen noch Rauhwacke gesellt, z. B. in der *Val Torta*. Es scheinen jedoch diese Rauhwacken nur eine sehr geringe Rolle zu spielen gegenüber den mächtigen, über dem Buntsandstein entwickelten, unteren Rauhwacken. Bei manchen Gips- und Rauhwackevorkommnissen liess sich allerdings bis jetzt nicht einwandfrei entscheiden, ob sie der unteren oder der Raibler Rauhwacke zuzurechnen sind. Hierher gehören manche Rauhwacken der linken Seite des Engadins von *Madulein* bis *Scanfs* hinunter, ferner der Gips auf der Bergecke zwischen *Vaüglia* und *Casanella*. Doch wurde an so vielen andern Punkten des Gebietes die innige Verknüpfung von Rauhwacke mit Verrucano festgestellt, anderseits erwies sich das einzig sichere Rauhwackevorkommnis in den Raibler Schichten, nämlich das in der *Val Torta*, als so wenig mächtig, dass es angezeigt schien, wo aus den Lagerungsverhältnissen kein Schluss auf das Alter der Rauhwacke möglich war, Rauhwacken und Gipse in das Niveau unmittelbar über dem Buntsandstein zu stellen. Das tektonische Bild wird übrigens durch eine andere Altersdeutung mancher Rauhwacken zwar in Einzelheiten geändert, doch wird die Gesamtauffassung der Dislokationen, von denen das Gebiet betroffen wurde, dadurch nur wenig beeinflusst. Die von BÖSE (1896 S. 588) vom *Piz Mezzaun* beschriebenen Sandsteine etc. möchte auch ich den Raibler Schichten zurechnen, nur glaube ich, dass das zweimalige Auftreten des Sandsteinhorizontes auf einer tektonischen Komplikation beruht.

In der Regel tritt der Raibler Horizont zwischen den stark zusammengepressten Triasdolomiten als schmales, mitunter auskeilendes Band hervor. Gewöhnlich findet man wenig rote Tonschiefer, gelblichen oder rötlichen Dolomit oder roten Sandstein. So tritt das Raibler Band z. B. nördlich über der *Alp Casana* auf, ferner in der hintersten *Val Casana* an der westlichen Felswand. Nördlich von *Corn* zieht es quer über die ziemlich flach liegende Dolomitfläche hinweg.

Hauptdolomit (H).

Der Hauptdolomit ist der mächtigste Dolomithorizont. Es ist ein ziemlich dickbankiger, bald heller, bald dunkler grauer Dolomit. Die Schichtung tritt namentlich aus der Ferne immer deutlich hervor. Gyroporellen scheinen in ihm ganz zu fehlen, dagegen findet man allerhand unbestimmbare Durchschnitte von Zweischalern etc. ziemlich häufig. Nach oben zu nimmt er mitunter intensiv rote Färbung an, z. B. am *Corn*gipfel. Ein Stück rötlichen Dolomits von da, das lange unter Schnee der Verwitterung ausgesetzt war, zeigt an der Oberfläche zahlreiche, kleine Zweischalerdurchschnitte. Aehnlich leuchtend roten Dolomit findet man in der Umgebung des *Grenzpunktes 2918.* Oestlich von diesem Gipfel fand ich auf Schweizer Seite in dem roten Dolomit ein kleines Fischzähnchen, südöstlich in der oberen *Valle l'Everone* Stielglieder von Pentacrinus sp.

Wir finden somit die Trias vom unteren Rauhwackehorizont bis zur rhätischen Stufe hinauf vorwiegend als Dolomite entwickelt. Häufig ist durch tektonische Wirkungen die ganze Trias so stark reduziert, dass es nicht gelingt, die verschiedenen Glieder noch einzeln zu erkennen. Es wurde alsdann auf der Karte und den Profilen der Triasdolomit als ein Glied zusammengefasst.

Rhätische Stufe (Rh).

Die Kössener Schichten sind im Engadin infolge ihrer Fossilführung schon frühzeitig erkannt worden (vgl. ESCHER 1853, S. 49). Es ist meist ein Komplex von dunklen, auf der verwitterten Oberfläche grünlichgrauen, im Querbruch grünlichen bis intensiv schwarzen Kalken und Mergeln mit schwarzen, tonigen Zwischenlagen. Die Kalkbänke sind von wechselnder Dicke. Mitunter findet man eine mehrere Meter mächtige Bank eingeschaltet. In dem südlichen Ast der *Valle Saliente* sieht man unter dem Wasserfall eine derartige Bank unter der Wirkung des Gebirgsdrucks bald mächtig anschwellen, bald völlig auskeilen zwischen dünnen tonigen Lagen, die in enge Sättel und Mulden gelegt sind. Manche Bänke sind ganz erfüllt von kleinen Crinoiden, andere von unbestimmbaren Lamellibranchiaten. Wieder andere strotzen von Terebratula gregaria Ss. Schliesslich kommen auch Lithodendronkalkbänke vor. Am *Monte Motto* bei Livigno gegen *Chiesa di Viera* sind in den obersten Lamellibranchiatenbänken des Rhät die Fossilien weitgehend verkieselt, so dass sie sich mit Salzsäure herausätzen lassen.

Besonders schön entwickelt sind die Kössener Schichten beim grossen Wehr am *Eingang ins Camogasker Tal,* an der westlichen Felswand in der *hintersten Val Casana* und in der oberen *Valle l'Everone,* wo sie schon von BÖSE (1896 S. 592) nachgewiesen wurden. Im ganzen fand ich folgende Fossilien:

Lithodendronartige Koralle, von 5—10 mm Kelchdurchmesser, mit zahlreichen deutlich erkennbaren Septen. *Hintere Val Casana.*

Unbestimmbare Crinoidenstielglieder; fast an allen Rhätlokalitäten.

Ein unbestimmbarer Seeigel; *Campovasto.*

Zylindrische Seeigelstacheln; *Corn, Valle l'Everone.*

Terebratula gregaria SUESS (SUESS 1854, S. 42 Tafel II Fig. 13—15)[1]; fast an allen Rhätlokalitäten.

Dimyopsis Emmerichi VON BISTRAM (Plicatula intustriata Emm. sp.) (VON BISTRAM 1903, S. 160 Tafel II Fig. 1—3); *Campovasto, Valle l'Everone.*

Avicula contorta PORTL. (STOPPANI 1860—65, S. 68, 135, 206 Pl. X Fig. 15—31); *Campovasto.*

Avicula sp. (Leptodesma HALL, VON BISTRAM); verkieselt vom *Monte Motto.*

Macrodon sp.; verkieselt vom *Monte Motto.*

Cardita austriaca HAUER (STOPP. 1860—65, S. 53 Pl. VI Fig. 1—10); zahllose Exemplare verkieselt vom *Monte Motto.*

? Lucinide; verkieselt vom *Monte Motto.*

In der Züricher Universitätssammlung liegt noch eine Trigonia rhetica BERTSCH, von *Campovasto.*

Im Dünnschliff zeigen die Kössener Schichten vielfach Echinodermenreste und stellenweise oolithische Struktur.

In der *Val Trupchum* schien BÖSE (1896 S. 586) die rhätische Stufe ausser durch Kössener Mergel auch durch schwarzen bis hellgrauen rhätischen Kalk (= oberen Dachsteinkalk) vertreten; er fand in einzelnen Blöcken zahlreiche Lamellibranchiaten, Brachiopoden und Korallen (Thecosmilia clathrata), in andern grosse Megalodonten (darunter anscheinend Megalodon scutatus und Meg. Guembeli). Soweit meine Beobachtungen reichen, lassen sich beide Ausbildungsweisen der rhätischen Stufe, nämlich in Kalk- und in Mergelfazies nicht wohl trennen. Wo wir Kössener Mergel haben, sehen wir fast immer auch sehr mächtige Kalkbänke eingeschaltet. Megalodonten und andere grosse, unbestimmbare Zweischalerdurchschnitte fand ich noch am rechten Ufer der *Ova Varusch* zwischen *Punt del Fuorn* und der zweiten Brücke über den Varuschbach. Ferner in einem grossen Block in der unteren *Valle Saliente.* THEOBALD (1866 S. 350) fand, offenbar zwischen *Tscheppa verda* und *Flin* unterhalb *Scanfs,* Lithodendren.

---

[1] Von der in Betracht kommenden Litteratur wird hier nur jeweils eine, mit guten Abbildungen versehene Arbeit zitiert.

Auf der Karte wurden die Kössener Schichten nur da von den oft sehr ähnlichen Liasmergeln getrennt, wo sie durch ihre Fossilführung sich als solche zu erkennen gaben. Wenn also auf der Karte zwischen Hauptdolomit und Lias die rhätische Stufe fehlt, so liegen folgende vier Möglichkeiten vor: erstens: Rhät wurde an dieser Stelle überhaupt nicht abgelagert. Anhaltspunkte für die Annahme einer Trockenlegung liegen freilich nicht vor; zweitens: das Rhät wurde zur Liaszeit an dieser Stelle zu liasischen Konglomeraten und Breccien wieder aufgearbeitet; drittens: das Rhät ist durch Ausquetschung verschwunden; viertens: es ist zwar vorhanden, aber nicht sicher zu erkennen und deshalb mit den darüberliegenden Liasschiefern auf der Karte vereinigt.

Lias.

Angulatenschichten.

Am Südabhang des *Monte Motto* bei *Livigno* gegen *Chiesa di Viera* hin gelang es zum ersten Male über dem Rhät diese tiefe Liaszone nachzuweisen. Es finden sich da graue, an manchen Stellen breccienartige Kalke, die zahlreiche Crinoidenstielglieder enthalten und ausser einer Rhynchonella sp., einer Terebratula sp., einem kleinen Mytilus sp. die Bruchstücke einer Anzahl von Exemplaren von Schlotheimia angulata SCHLOTH. sp. geliefert haben. Eine genauere Bestimmung dieser Ammonitenbruchstücke auf Grund der WÄHNERschen Arbeit (1884—86) erlaubt ihr Erhaltungszustand nicht.

Roter Liaskalk (Steinsberger Kalk) (LB).

An mehreren Stellen des Gebietes tritt ein roter, vielfach grobspätiger Kalk auf, der neben zahlreichen Crinoidenresten stets Belemniten und lokal auch reichlich andere Mollusken beherbergt. Wo der rote Liaskalk in unmittelbare Berührung mit Hauptdolomit tritt, sehen wir an der Grenze beider eine Breccie, die aus Dolomit und rotem Kalk besteht. Ob wir hierin eine Brandungsbreccie oder nur eine mechanische Ineinanderknetung zu sehen haben, liess sich nicht sicher entscheiden. Fossilien des roten Liaskalkes:

zahlreiche Crinoidenstielglieder besonders von Millericrinus sp., ferner vereinzelte von Pentacrinus sp.

Mytilus sp. (1 Exemplar),

Modiola sp. (1 Exemplar),

Gervillia Buchi Zigno (Tausch 1890, S. 14 Tafel VII Fig. 10—14; 1 Exemplar),

Pachystylus cf. conicus Gemm. (Gemmellaro 1872—82, p. 279 Tav. XXIII fig. 13. e Tav. XXV fig. 15. e 17; 2 Exemplare),

Phylloceras Partschi Stur (Hauer 1854, S. 23 Tafel IV Fig. 1—8, Ooster 1857—60, p. 38 Tab. 18, fig. 1—6; Bruchstück eines sehr grossen Exemplars).

Mehrere kleine Phylloceraten liessen sich leider nicht aus dem Gestein herauspräparieren.

Lytoceras sp., 2 Bruchstücke eines echten, grossen Fimbriaten. Eine genauere Bestimmung ist leider unmöglich.

Aegoceras planicosta Sow. (Hauer 1856, Tafel XVI Fig. 4 bis 6; 1 Exemplar).

Belemnites sp., zahlreiche, leider unbestimmbare Exemplare.

Sphenodus Ag. sp. (1 schlecht erhaltenes Exemplar).

Im Dünnschliff zeigen die roten Crinoidenkalke ein äusserst charakteristisches Bild: Unregelmässig begrenzte, rote Partien wechseln mit ungefärbten. Zunächst fallen im mikroskopischen Bild die meist etwas dunkler gefärbten Crinoidenreste auf mit ihrer prachtvoll erhaltenen Gitterstruktur. Dazwischen bemerkt man zahlreiche Foraminiferen (darunter Rotaliden und andere Formen) sowie Brachiopoden- und Lamellibranchiatendurchschnitte. Erstaunlich ist die Uebereinstimmung des mikroskopischen Bildes mit einem Schliff von rotem Liaskalk von *Hindelang* im Algäu, den mir Herr Prof. Steinmann freundlichst zur Verfügung stellte. Das gleiche gilt von einem Schliff von rotem Steinsberger Kalk von *Ardez* im Unterengadin, den ich Herrn Dr. Paulcke verdanke, sowie von rotem Liaskalk, den Herr Dr. Hoek, wie er mir freundlichst mitteilt, an der Oertlichkeit *Foil Cotschen* oberhalb *Lai* bei *Parpan* aufgefunden hat.

Alle Fossilien mit Ausnahme der Foraminiferen, Crinoiden und Belemniten stammen aus zwei Blöcken, die beide im Laviner Plaz am Berge Murtiröl bei *Scanfs*, der erste von Herrn Prof. STEINMANN gelegentlich eines Besuches der Gegend, der andere von mir selber gefunden wurden. Im Anstehenden in der Nähe des *Murtirölgipfels* unter der oberen Dolomitschuppe fand ich nur Belemniten, ebenso an einer Reihe anderer Oertlichkeiten, wo wir Lias in gleicher Facies entwickelt finden, so oberhalb *Ertas* an der rechten Seite der *Val Casana*, dann in der eingeklemmten Rhätliassynklinale unter dem Dolomitbau des *Piz Mezzaun*. Hier findet man roten Liaskalk zu beiden Seiten des *Camogasker Tales* an zahlreichen Stellen im Wald und in den Latschen anstehen.

In den Halden dicht am Fahrweg ins *Camogasker Tal* fand ich wenig oberhalb des Wehrs etwa ein halbes Dutzend Belemniten, ebenso einen einzelnen, leider nicht im Anstehenden, unten am Bach. Hier stehen auch feine dolomitische Breccien an, wie ich sie sonst nur im Lias fand. Ich nehme deshalb an, dass der Lias bis auf die Sohle des Camogasker Tales herunterreicht, indem er hier die schon erwähnten fossilreichen Kössener Schichten überlagert.

Diese Facies des Lias scheint mir am besten der von WÄHNER (1886 S. 169) aufgestellten Facies der bunten Cephalopodenkalke zu entsprechen, die ja ebenfalls Uebergänge in reine Crinoidenkalke aufweist.

Lias in Fleckenmergelfacies (LS).

In weitaus überwiegendem Mass finden wir den Lias in einer Kalkmergelfacies entwickelt, deren Aehnlichkeit mit der Liasausbildung im Algäu von jeher den Geologen aufgefallen ist. Die Hauptmasse dieser Liasschiefer stellt sich als ziemlich gleichförmiger Wechsel von dunklen, mergeligen, etwas bituminösen Kalken dar mit ebenso regelmässigen, schwarzen Tonzwischenlagen, die mitunter zu dünnblättrigen Tonschiefereinschaltungen anschwellen. Die Dicke der Kalkbänke schwankt zwischen 10 und 50 cm. Die Kalke führen häufig Lagen und Linsen von schwarzem Hornstein. Oft wechseln auch mehr kieselige mit kieselsäureärmeren Lagen ab, so dass die Kalkbänke bei der Verwitterung ein höchst charakteristisch streifiges Aussehen bekommen: Streifenkalke. Da und dort findet man Gagatstückchen, ferner häufig kleine, in Brauneisen umgewandelte Pyritwürfel. Manche Schieferlagen sind sehr manganreich. GÜMBEL (1889 S. 35) gibt eine Analyse eines solchen Manganschiefers aus der *Val Chamuera*.

Vielfach finden sich auch statt kompakter Kalke feinkörnige Breccienbänke. Sie enthalten in kalkigem Bindemittel kleine Dolomitbröckchen, ganz selten auch kleine Quarzgerölle, dagegen stets Crinoidenreste. Nur ausnahmsweise überschreiten die Komponenten dieser Breccien im Durchmesser einige Millimeter. Sie wachsen dann zu einem Durchmesser von einigen Centimetern. Bei andern Konglomeratbänken bestehen auch die Komponenten aus grauen Kalkgeröllen, die wohl dem Rhät oder einer tieferen liasischen Stufe entnommen sind.

Einen vom normalen Aussehen wesentlich verschiedenen Habitus erlangen die Algäuschiefer an Stellen, wo sie besonders stark der mechanischen Beeinflussung durch den Gebirgsdruck ausgesetzt waren. Hier nehmen sie ein völlig flyschartiges Aussehen an. Die Kalkbänke keilen auf kurze Erstreckung hin aus, um dann wieder mächtig anzuschwellen. An andern Stellen sind sie durch den Gebirgsdruck in lauter plattige, flasrige, mitunter auch in prismatisch-griffelartige Stücke zerlegt. Der Kalkgehalt ist vielfach weggeführt oder auf dicken Adern neu ausgeschieden. Die Tonzwischenlagen sind in intensiv gefältelte, mitunter grünliche, meist schwarze Tonschiefer umgewandelt. Von Fossilführung ist nichts mehr zu bemerken.

Fossilien des Lias in Fleckenmergelfacies.

Crinoidenreste finden sich, wenigstens vereinzelt, fast überall. Mitunter findet man aber auch Crinoidenkalke, die sich fast nur aus Crinoidenresten zusammensetzen, und zwar meist aus kleineren, nicht näher bestimmbaren Formen, darunter

Pentacrinus sp. Seltener traf ich *(Albulapass, Corn, Valle Saliente)* einen grossen

Millericrinus sp. von 8 mm Durchmesser der Stielglieder.

Rhynchonellina Fuggeri Frauscher (Böse 1894—1895, S. 73 Tafel VI Fig. 1—3). Genau östlich von der *Alp Casana* unter den Steilabhängen der *Punta Casana* kommen durch eine sekundäre Ineinanderfaltung zwischen zwei Dolomitschollen ein Zug schwarzer tonreicher Mergel vor, die zahlreiche, etwas verkieselte Exemplare dieser Brachiopoden geliefert haben. Ein durch Herausätzen isoliertes Stück zeigt deutlich die sehr langen Kruren. Auch noch andere, nicht mehr bestimmbare Brachiopoden kommen hier vor, darunter:

Rhynchonella sp. Rhynchonellinenmergel, *Westfuss der Punta Casana.*

Terebratula cf. Grestenensis Suess (1854 S. 40 Tafel II Fig. 11 und 12); Rhynchonellinenmergel, *Westfuss der Punta Casana.*

Terebratula sp. Manche Bänke in der hinteren *Val Trupchum* führen Terebrateln, die ich nicht zu bestimmen wage. THEOBALD (1864 S. 351) führt von hier Rhynchonella cornuta an.

Inoceramus ventricosus Sow. (Falgeri Mer. ESCHER 1853, S. 19 Tafel I.) *Val Chanels, Val Müschauns, Grat zwischen Punta Casana und Punta Tropione.*

Oxytoma inaequivalve Sow. sp. (WAAGEN 1901, S. 1 Tafel I.) Ein kleineres, sowie ein sehr grosses Exemplar vom *Gipfel östlich Gualdauna.*

Pecten sp. fand BÖSE (1896 S. 585) in der *Val Trupchum.*

Gryphaea sp. } im *Scanfser Museum Caratsch*, aus der *Val*
Natica sp. } *Trupchum.*

Aegoceras bispinatum GEYER (1886 S. 266, Tafel IV Fig. 4 bis 13). 1 Exemplar aus der *Val Trupchum.*

Arietites. Es liegen mir eine grössere Anzahl von meist schlecht erhaltenen Bruchstücken vor. Sie sind alle so stark verdrückt, dass eine sichere Bestimmung unmöglich ist. Die Mehrzahl gehört der von BÖSE (1894 S. 720) aufgestellten Gruppe *A* des Arietites geometricus OPP. und des Arietites bisulcatus BRUG. an. Ein Bruchstück eines sehr grossen Individiums von mindestens 40 cm Durchmesser gehört zur Gruppe *E* mit in die Höhe wachsenden Windungen. BÖSE selber (1896 S. 585) fand in der *Val Trupchum*

Arietites cf. raricostatus ZIET. und das Bruchstück eines

Harpoceras sp.

GÜMBEL (1893 S. 46) bezweifelte noch das Vorkommen von Arieten aus der *Val Trupchum*, doch kommen sie zum Teil sogar sehr häufig vor. Herr Perini in Scanfs machte mich auf eine schon seit Jahrzehnten im Fussbodenbelag der Alphütte Purchêr sichtbare solche „Schnecke“ aufmerksam. Auf dem Abhang östlich bis nordöstlich von *Alp Trupchum* fand ich hunderte von schlecht erhaltenen Arietenbruchstücken; sehr häufig sind sie auch in der *Val Mela.* Im Anstehenden traf ich sie noch an dem kleinen *Gipfel östlich Gualdauna* am *Albulapass* und am *Monte Motto* bei *Livigno*, nur als Geröll dagegen am linken Talgehänge der *Val Trupchum*, in *Val Cotschna, Val Chanels*, in der unteren *Val Casana* und in der *Valle Saliente.*

Belemnites sp. Auch die Belemniten sind durchgängig so stark verdrückt, dass eine sichere Bestimmung ausgeschlossen ist. Trotzdem erkennt man noch bei manchen die Zugehörigkeit zur

Gruppe der acuti, so dass die Verbreitung der Belemniten innerhalb des kartierten Gebietes meiner Ansicht nach doch ein einigermassen gesichertes Bild gibt, wie weit die in dem Gebiet vorkommenden Schiefer dem Lias angehören. Es seien deshalb hier in Kürze die über das ganze Gebiet verteilten Belemnitenfundstellen angeführt:

1. Im südwestlichsten, auf der Karte (Tafel X) noch angegebenen Liasvorkommnis am *Albulapass.* 2. In der hinteren *Val d'Es-chia* bei *„Pischa"* und bei *„Fuorcla Pischa".* 3. Am *Gipfel östlich Gualdauna.* 4. Oestlich vom *Piz Belvair*, an der rechten Seite der *Val Bos-chetta.* 5. *Chasalitsch*, in rotem und grauem Liaskalk. 6. In den feinkörnigen, spätigen Breccienbänken des *Camogasker Tales* (Runse westlich *Munt grand* und in gröberer Breccie nördlich oberhalb der *Schafalp*). 7. In den Liasstreifenkalken am *Piz Mezzaun* (Geröll bei Alp Arpiglia). 8. *Corn* in feiner, streifiger Breccie. 9. Einsattlung westlich der beiden Dolomithörner *nördlich von Alp Casana.* 10. Am linken Talgehänge von *Val Trupchum*, gegenüber *Val Cotschna.* 11. *Val Chanels.* 12. *Val Cotschna.* 13. *Val Müschauns.* 14. *Val Mela.* 15. Im Hintergrund der *Val Trupchum.* 16. Oberhalb *Ertas* an der rechten Seite der Val Casana. 17. Mehrere Punkte *an den Südhängen der Punta Casana.* 18. Mehrere Punkte in dem flachen Hochtal *östlich der Punta Casana.* 19. Im nördlichen Ast der *Valle Saliente.* 20. *Rino Toscie* in den Schutthalden des Talhintergrundes. 21. In dem Liaszug nördlich der *Kirche von Federia.* 22. Am *Monte Motto*, und zwar oben an der Ostseite des Berges und in den Schutthalden unten bei *Chiesa di Viera.* Ausserhalb des kartierten Gebietes sei noch eine Fundstelle an der Strasse von *Preda* nach *Crapalv* erwähnt.

Nachdem neuerdings (Paulcke 1904) einen Teil der Bündner Schiefer des Unterengadins als Kreide erkannt ist, ist es natürlich nicht angängig, auf Grund unbestimmbarer Belemnitenfunde irgend welche Schiefer ohne weiteres als Lias anzusprechen. Demgemäss ist die Bedeutung, die man den eben angeführten Belemnitenfundstellen beizulegen vielleicht geneigt wäre, einzuschränken. Immerhin sei auf die Tatsache aufmerksam gemacht, dass, wo bisher im Unterengadin Belemniten gefunden wurden, wir es mit Lias zu tun haben, und dass umgekehrt, wo dort bis jetzt Kreide nachgewiesen wurde, keine Belemniten gefunden worden sind.

Lepidotus Ag. sp., kleine, halbkugelige Fischzähnchen fand ich zwischen *Val Malatt* und den kleinen Alphütten von *Müsella*, ferner im Liasschutt im Hintergrund von *Rino Toscie.*

Algenreste sind fast überall in den Fleckenmergeln verbreitet. Doch ist ihre Bedeutung als Leitfossilien neuerdings so zweifelhaft geworden (LORENZ 1901, S. 21), dass ich auf systematische Aufsammlungen und eingehende Bestimmung der vorkommenden Algenreste verzichtet habe.

Im Dünnschliff zeigen die Liasgesteine in Fleckenmergelfacies häufig Crinoidenreste. SCHILLER (1904 S. 23) erwähnt Radiolarien. Häufig sind ferner Spongiennadeln (besonders Monactinelliden). Diese scheinen im alpinen Lias eine sehr weite Verbreitung zu haben, während sie im Bereich der Alpen in andern Horizonten meines Wissens kaum je in solcher Menge gefunden worden sind. GÜMBEL (1893 S. 42) entdeckte zuerst den Reichtum an *Spongiennädelchen* im Lias des *Monte Motto* bei *Livigno.* SCHILLER (1904 S. 129) fand sie in den Liaskalken der *Val Chanels.* Meine Schliffe zeigen sie in Mergeln von der linken Seite der *Val Trupchum* etwa 200 m über der Talsohle gegenüber *Val Chanels,* ferner in den obersten Teilen der Liasschiefer in *Val da botta d'flöder,* in den Streifenkalken vom Gipfel des *Piz Mezzaun* mit Fucoidenresten zusammen, in fein sandigen Liasmergeln *bei Acla veglia* im *Camogasker Tal,* schliesslich massenhaft in den schon erwähnten Rhynchonellinenmergeln. VON DUNIKOWSKI (1882) beschreibt Monactinelliden und Tetractinelliden aus dem unteren Lias vom *Schafberg* und von *Goisern*; VON BISTRAM (1904 S. 10) fand im unteren Lias der *Val Solda* „massenhaft Schwammelemente monactinellider, tetractinellider und hexactinellider Form". In der neuen englischen Ausgabe von ZITTELS Grundzügen (1900 S. 46) findet man ausser einigen paläozoischen Vorkommnissen und verschiedenen Kreide- und Tertiärhorizonten als besonderen Verbreitungsbereich „stabförmiger spiculae" die untersten Glieder des alpinen Lias angeführt. Bestätigt sich der alpine Lias weiterhin als Hauptverbreitungshorizont monactinellider Schwammnadeln (die Hornsteine des jurassischen „Hornsteinkalkes" im Sonnwendgebirge enthalten nach WÄHNER [1903 S. 125] zumeist Hexactinelliden), so dürfte sich daraus vielleicht ein weiteres Kriterium ergeben, aus der Masse der „Bündner Schiefer" etwaige liasische auszuscheiden.

Was das gegenseitige Altersverhältnis der drei hier getrennt behandelten Liasbildungen betrifft, so kann wohl kein Zweifel bestehen, dass an manchen Stellen des Gebietes, so am heutigen *Monte Motto* bei *Livigno* ohne erheblichen Wechsel in der Sedimentation über den rhätischen Mergelkalken die etwas reineren Kalke der Angulatenschichten, darüber die Mergelkalke mit Arieten, also höhere Zonen des unteren Lias abgesetzt wurden. Nachgewiesen ist bis jetzt in den Fleckenmergeln die Oberregion des unteren Lias, und zwar durch die Anwesenheit des Aegoceras bispinatum GEYER sowie des von BÖSE (1896 S. 585) gefundenen Arietites cf. raricostatus Ziet. Ob noch höhere Lias- oder gar noch Doggerhorizonte in den Fleckenmergeln vertreten sind, dafür hat man einstweilen keine Anhaltspunkte. Auf Schwankungen der Meerestiefe deuten die in die Fleckenmergel eingeschalteten Breccienbänke.

An andern Stellen des Gebietes haben andere Verhältnisse geherrscht. An dem kleinen Gipfel östlich der Einsattlung *Gualdauna* am *Albula* ist folgendes Liasprofil gut aufgeschlossen: Die Schichten fallen gleichsinnig steil nach Norden und die ganze Art der Lagerung macht es wahrscheinlich, dass wir gerade hier keine der sonst so häufigen Schichtausquetschungen vor uns haben. Wir sehen hier über dem Hauptdolomit auf dem Raum von einigen Metern rote und grüne, kalkige Schiefer, helle, rötliche und gelbliche Kalke mit Belemniten und spärlichen Crinoidenresten und unmittelbar darüber die gewöhnlichen Mergelkalke der Algäufacies mit zahlreichen Belemniten, mit grossen Zweischalern (Oxytoma inaequivalve Sow.) und mit Arieten. Wir hätten demnach hier entweder keinen Absatz von Rhät, oder nachträgliche Abtragung der rhätischen Schichten, dann zu unterst im Lias eine tonarme Kalkablagerung, die annähernd dem „roten Liaskalk“ mit der oben erwähnten kleinen Fauna entspricht. Darüber folgt Lias in Fleckenmergelfacies mit Arieten. Doch müssen wir uns hüten, die beiden folgenden Ausbildungsweisen: Hauptdolomit — fehlendes Rhät — unterster Lias als tonarmer, rötlicher Crinoidenkalk — Lias in Fleckenmergelfacies einerseits, Hauptdolomit — wohl entwickeltes Rhät — Angulatenschichten — Liasfleckenmergel anderseits als allgemeingültige Schemata aufzustellen. Denn wir finden z. B. in der schmal ausgequetschten Rhät-Lias-Synklinale am Eingang ins *Camogasker Tal* neben vorzüglich entwickeltem Rhät typischen roten Liaskalk und Lias in Fleckenmergelfacies. Leider sind die Lagerungsverhältnisse hier und am *Murtiröl* bei *Scanfs* derartig gestört, dass sich aus der Lagerung keine Schlüsse auf das gegenseitige Altersverhältnis der typischen roten Crinoidenkalke und der Fleckenmergel ziehen lassen. Nach seinem Fossilinhalt (Aegoceras planicosta Sow.) muss ich den roten Liaskalk für gleichaltrig mit einem Teil der Fleckenmergel halten. Ich nehme deshalb an, dass an

Punkten verminderter Tonzufuhr oder in andern Meerestiefen sich lokal neben den Fleckenmergel diese Crinoidenkalkfacies entwickelte, wobei nicht ausgeschlossen ist, dass unter wechselnden Verhältnissen an gleicher Stelle nur zu andern Zeiten auch echte Fleckenmergel sich ablagerten. So wenig mächtig der rote Liaskalk gewöhnlich erscheint, so kann es nach dem Fund eines grossen, leider nicht näher bestimmbaren, fimbriaten Lytoceras nicht ausgeschlossen erscheinen, dass wir in dem roten Cephalopodenkalk auch noch ein Aequivalent des oberen Lias zu erblicken hätten.

Foraminiferenschiefer (Fo.).

Hier seien noch gewisse dünnblättrige Mergelschiefer angegliedert, die in die Liasschiefersynklinalen am *Murtiröl* miteingefaltet sind; und zwar treffen wir sie in der Nähe des Gipfels des Berges *Murtiröl* sowie an seinem Nordabfall oberhalb des Casanaalpwegs. Es sind hellgraue, etwas glänzende Schiefer, die auf der verwitterten Oberfläche sehr charakteristische schwarze Pünktchen zeigen und im Dünnschliff sich von Foraminiferen erfüllt erweisen. Man erkennt grosse Globigerinen und andere Formen. Ueber das Alter dieser Schiefer vermag ich bis heute nichts Zuverlässiges auszusagen. Sie wurden dem Lias angeschlossen, doch erscheint es nicht ausgeschlossen, dass diese Schiefer der Kreide angehören, sie beherbergen jedoch wesentlich andere Foraminiferenformen, wie die sicher cretacischen „couches rouges", die man unten noch näherbesprochen findet.

Malm und Tithon.

Ueber den sicher unterliasischen Fleckenmergeln folgen noch Absätze in gleicher Facies, die bis heute keine Fossilien geliefert haben. Ob wir in ihnen Vertreter höherer Schichten zu erblicken haben, steht dahin. SCHILLER (1904 S. 24) vermutet für die Doggerzeit eine Festlandsperiode für das Unterengadin, während WÄHNER (1891 S. 115) umgekehrt das Fehlen typischer Doggerfossilien an vielen Punkten der Alpen damit erklärt, dass uns vielfach nur die Absätze eines ausserordentlich tiefen Meeres erhalten seien, „von dessen reichen Faunen uns in ausgedehnten Räumen nur die mikroskopisch kleinen Kieselgerüste der Radiolarien erhalten blieben".

Sicher nachweisbar sind über den Fleckenmergeln erst wieder oberjurassische Schichten, und zwar konnten besonders in den Tobeln der rechten Seite der *Val Trupchum* zwei Horizonte unterschieden werden. Sie mögen hier als unterer und oberer Horizont beschrieben werden.

Unterer Horizont (MR).

In den eben genannten Seitentobeln der *Val Trupchum* bis zur *Val da botta d'flöder* im Westen sieht man stets folgendes Verhältnis: die Algäuschieferserie, nach oben zu fossilfrei, nimmt mehr tonigen Charakter an. Die zwischengeschalteten Kalkbänke sind sehr stark kieselig; darüber folgt regelmässig ein Wechsel dunkler Mergel mit grünen Hornsteinlagen (nicht viel mehr als 1 m). Darüber kommen rote, mitunter auch rot und grau gefleckte, zuweilen ein wenig mergelige Kalkschiefer und Kalke, die Linsen und Lagen roter Hornsteine führen (einige Meter). Darüber folgt der „obere Horizont“.

Die roten Kalke und Kalkschiefer sowie die Hornsteine enthalten Aptychen. GÜMBEL (1893 S. 44) fand Aptychus protensus GÜ. und Aptychus pumilus GÜ. BÖSE (1896 S. 585) erwähnt Aptychus gracilicostatus. STEINMANN (1898 S. 47) entdeckte neu eine Pygope diphya, ferner Aptychen von Aspidoceras, Belemniten und einen Nautilusschnabel. Ausser den kleinen eben erwähnten gerippten Aptychen kommen auch grössere (bis zu 4 cm) vor, die ich für Aptychus punctatus VOLTZ (FAVRE 1879 p. 42 Pl. III fig. 14 et 15) halte. Die Hornsteine, sowohl die roten als die grünen, führen, worauf auch schon GÜMBEL (1892 S. 162) aufmerksam gemacht hat, zahlreiche Radiolarien, sind also echte Radiolarite und nach unsern bisherigen Erfahrungen als Tiefseeablagerungen aufzufassen. Leider ist die Struktur der Radiolarien nirgends mehr gut erhalten. Man erkennt nur Formen aus der Familie der Sphaeriden (Cenosphaera?) und der Cyrtiden (Lithocampe).

Für gleichaltrig mit diesen roten Aptychenkalken der *Val Trupchum* halte ich dünnplattige graue, an andern Stellen auch rote Kalke, die durch und durch erfüllt sind von Aptychen und am schönsten entwickelt ein wenig südlich vom Signal 2634,3 auf dem *Murtiröl bei Scanfs* vorkommen.

Fossilien aus den Aptychenplatten am Murtiröl.

Kleine Einzelkoralle vermutlich aus der Familie der Turbinoliden E. H., vielleicht identisch mit dem von SCHILLER im Unterengadin gefundenen Trochocyathus truncatus ZITTEL (SCHILLER 1904 S. 25).

Pentacrinus sp. einige, kleine Stielglieder.

Phyllocrinus cf. Oosteri (P. DE LORIOL 1879 p. 287 Pl. XIX fig. 25—27). Zahlreiche, aber nur schlecht erhaltene Reste, die sicher die Zugehörigkeit zu der von JÄKEL (1891 S. 656) aufgestellten Gruppe des Phyllocrinus fenestratus DUMORTIER zeigen, und die ich am besten mit Phyllocrinus Oosteri vergleichen kann, der allerdings bis jetzt nur aus dem Neocom der Freiburger Alpen bekannt geworden ist. Auch zahlreiche, isolierte, zylindrische Stielglieder finden sich in den Kalkplatten.

Rhynchotheutis acutus QU. (QU. 1849, S. 547 Tafel 34 Fig. 16—19). Eine speziellere Identifizierung erlaubt der Erhaltungszustand der vier vorliegenden Exemplare nicht.

Aptychus punctatus VOLTZ (FAVRE 1879, S. 42 Pl. III fig. 14 et 15), zahllose Exemplare.

Aptychus Beyrichi OPP. (FAVRE 1879 S. 42 Pl. III fig. 17—19), zwei gut erkennbare Exemplare.

Belemnites sp., 7 Exemplare.

Reste von Fischzähnchen (? Sphenodus AG. sp.).

Ein im *Laviner Plaz* gefundenes rotes Kalkgeröll lieferte noch grosse Aptychen aus der Gruppe der laeves. Weitere Verbreitung dieses unteren Tithonhorizontes: Im Streichen der Schiefer vom *Murtirölsignal* trifft man rote Aptychenkalke noch an mehreren Punkten weiter östlich am Murtiröl bis hinunter in den Wald bei *Vaüglia sura*. Auf dieses Vorkommnis soll noch unter „Dislokationsbreccien“ näher eingegangen werden. In dem unteren Liasschieferzug, der in etwa 2000 m Höhe nördlich um den *Murtiröl* herumzieht, trifft man an mehreren Stellen unmittelbar unter dem darübergeschobenen Triasdolomit Reste von rotem Radiolarit und von roten Kalkschiefern mit Aptychen und Rhynchotheutis. Auch Reste des „oberen Horizontes“ und von couches rouges kommen im gleichen Zug im *Laviner Plaz*, wie ich schon hier bemerken will, unter dem herübergeschobenen Dolomit vor. Auch auf der Nordostseite des Berges oberhalb *God Drosa* sind solche Globigerinenschiefer mit den roten Aptychenschiefern verknüpft. Ferner findet sich roter Aptychenkalk in der am *Punkt 2746* südlich vom MURTIRÖL zwischen kristalline Gesteine eingekeilten Sedimentscholle. Am *Piz Mezzaun* bilden rote Aptychenkalkschiefer und Hornsteine den Kern der grossen Liasmulde; auf den Schutthängen südlich des Gipfelgrates findet man die Aptychen gar nicht selten. Vielleicht gehören, und zwar als Kern derselben Synklinale, auch rote und graue Kalkschiefer hierher, die man in der *Val Malatt* zwischen den Liasschiefer eingeklemmt findet. Aptychen konnte ich hier keine bemerken, wohl aber im Dünnschliff Radiolarienreste[1].

---

[1] Weil nicht sicher nachgewiesen, wurde das letzte Vorkommnis auf der Karte nicht ausgeschieden.

Alle Gesteine dieses Horizontes führen im Dünnschliff vereinzelte Radiolarien und Foraminiferen (darunter Textullaria sp.).

Oberer Horizont (MT).

Ueber den roten Aptychenkalken folgen in den Tobeln der *Val Trupchum* sehr reine, lichtgraue Kalke. Zu unterst sieht man meist eine sehr dicke, bis 3 m mächtige Bank, darüber folgen mehr dünnschiefrige Lagen von sonst gleicher Gesteinsbeschaffenheit. Charakteristisch sind die unregelmässig verlaufenden feingezackten Korrosionsflächen, die das Gestein durchziehen und mitunter von einer dünnen schwarzen Tonhaut überzogen sind. Im Querbruch erscheinen diese Flächen als feinverzahnte Nähte. Dunkelgraue Hornsteine sind mitunter zwischen die Kalke eingeschaltet. Die Kalke führen — allerdings nur spärliche — Aptychen, von denen aber keiner so weit aus dem Gestein sich herauspräparieren liess, dass eine sichere Bestimmung möglich war. Es muss deshalb einstweilen unentschieden bleiben, ob diese hellen Kalke noch dem Tithon oder schon dem Neocom zuzurechnen sind. Ausser in der *Val Trupchum* kommt dieser „obere Horizont“ noch, wie bemerkt, am *Murtiröl*, ferner in Spuren auch am *Piz Mezzaun* und schliesslich in der Nähe von *Fuor cla Pischa* vor.

Globigerinenschiefer der oberen Kreide (?) (Couches rouges?) (G).

An mehreren Stellen des Gebietes trifft man, und zwar immer eng verknüpft mit den Aptychenkalken des Tithons, rote, seltener graue, oder orangefarbene dünnschiefrige Mergel, die ganz erfüllt sind von Foraminiferen, und zwar fast ausschliesslich von Globigerinen. Ich konnte ziemlich sicher folgende Formen erkennen:

Globigerina bulloides D'ORB. (BRADY 1873—76, p. 593 Pls. LXXVII, LXXIX figs. 3—7).

Globigerina linnaeana D'ORB. (BRADY 1873—76, p. 599 Pls. CXIV fig. 21, LXXXII fig. 12).

Globigerina cf. cretacea D'ORB. (BRADY 1873—76, p. 596 Pls. LXXXII figs. 10, 11).

Textullaria sp.

Ich vermag die hier vorkommenden Globigerinenschiefer nicht zu unterscheiden von Schliffen von Couches rouges aus den *Freiburger Alpen*, von den *Mithen* und der *Iberger Gegend*, aus dem *Rhätikon*, von *Liebenstein* im *Algäu* und aus dem *Trettachpark* bei *Oberstdorf*, die mir alle von Herrn Prof. STEINMANN freundlichst zur Verfügung gestellt wurden.

Da das Alter der „Couches rouges“ einwandfrei als obere Kreide festgestellt ist (s. LORENZ 1901, S. 11, und neuerdings ROESSINGER 1905, S. 435), so glaube ich mit diesem Fund mit ziemlicher Sicherheit obere Kreide im Oberengadin nachgewiesen zu haben. Zwar sind mir auch jurassische Globigerinenvorkommnisse bekannt geworden. Herr WÄHNER in Prag hatte die Liebenswürdigkeit, mir eine Probe roten Kalkes vom Pfonsjoch (oberste Bank im Lias) zu schicken, der Globigerinen führt. Doch bemerkt man nur vereinzelte Globigerinen, während die fraglichen roten Mergel aus meinem Gebiet, ganz ebenso wie die erwähnten „couches rouges-“ Vorkomnisse von Iberg usw. durch und durch erfüllt sind von Globigerinen[1].

Nach diesem Fund liegt es nah, auch das Auftreten von unterer Kreide im Oberengadin zu vermuten. Doch hat sich bis jetzt kein sicherer Anhaltspunkt hierfür ergeben. Dass in den jungen Schiefersynklinalen, die das ganze Gebiet durchziehen, auch da und dort noch untere Kreide miteingefaltet sein kann, ist natürlich nicht ausgeschlossen, ändert auch an der Gesamtauffassung der Tektonik des Gebietes nichts. Dennoch glaube ich mich, wie schon bemerkt, für berechtigt, die Hauptmasse der Schiefer für liasisch anzusehen. Dass untere Kreide in grösserer Mächtigkeit im Oberengadin nicht entwickelt ist, dafür spricht auch der Umstand, dass überall, wo die obercretacischen Globigerinenschiefer auftreten, wir sie eng verknüpft finden mit dem Tithon. Dies gilt von ihrem Vorkommen auf der rechten Talseite der *Val Trupchum*, wo sie an der *Blais* und in den höheren Teilen der *Val Cotschna* völlig regelmässig in einer Synklinale von Liasschiefern, von grünen und roten Radiolariten des „unteren“ und von weissen Aptychenkalken des „oberen Tithonhorizontes“ als nach Norden einfallender Muldenkern sich finden (vgl. Profil VI und Ansicht Fig. 2, S. 210). Ferner gilt es von ihrem Vorkommen in dem schon erwähnten unteren Schieferzug am *Murtiröl*, schliesslich von dem Vorkommnis im Wald bei *Vaüglia sura*. Eine unmittelbare Ueberlagerung des Tithons durch „couches rouges“ tritt auch zum Teil in den *Freiburger Alpen* auf (ROESSINGER 1905, S. 435).

---

[1] Während der Drucklegung dieser Arbeit machte mich Herr Prof. STEINMANN auch noch auf einen roten Kalk aus dem oberen Malm von Torri am Gardasee freundlichst aufmerksam, der ebenfalls neben zahlreichen anderen organischen Resten einzelne Globigerinen enthält, aber ebensowenig ein typisches Globigerinensediment ist wie der Kalk vom Pfonsjoch.

Tertiäre Ablagerungen sind bis jetzt im Gebiet des Oberengadins nicht nachgewiesen. Rothpletz (1900, S. 55) glaubte zwar auf der Westseite des *Albulapasses* unverkennbare Flyschfucoiden (Chondrites arbuscula) zu erkennen. Doch dürfen wir nach unsern heutigen Erfahrungen (s. Lorenz 1901, S. 21) auf Fucoiden eine Altersbestimmung nur mit grösster Vorsicht gründen.

Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder.

Infolge des enormen seitlichen Zusammenschubs, von dem unser Gebiet betroffen wurde, begegnen wir überall weitgehender Ausquetschung, an andern Stellen dagegen mehrfacher Verdopplung der Formationsglieder. Dieser Umstand erschwert es ausserordentlich, etwas Zuverlässiges über die Mächtigkeit der verschiedenen Schichtglieder auszusagen. Ganz allgemein kann man zunächst nur feststellen, dass der Hauptdolomit und die Liasschieferserie die durch ihre Mächtigkeit am meisten hervortretenden Ablagerungen sind. Dagegen weist das ganze Gebiet nicht ein einziges, einigermassen normales Profil durch alle Sedimente auf. Für die untere Trias besonders massgebend sind die Aufschlüsse in der unteren *Valle l'Everone* und an dem linken Seitenbach der *Valle Federia*, östlich von *la Costaccia*. Hier findet man die Conglomerate, Sandsteine und sandigen Schiefer des Verrucano 80 bis 100 m mächtig entwickelt. Die untere Rauhwacke zeigt natürlich stark wechselnde Mächtigkeit, doch schwillt sie örtlich jedenfalls bis zu mehreren 100 m an, während die schwarzen und gelblichen dünnbankigen Dolomite der Muschelkalkgruppe nirgends mehr als etwa 100 m mächtig entwickelt sind. 150 bis 250 m Mächtigkeit mögen dem diploporenführenden, grauen Wettersteindolomit zukommen, während die Aequivalente der Raibler Schichten meist nur als ganz schmales Band auftreten und höchstens eine Mächtigkeit von etwa 40 m erreichen. Der mächtigste Dolomithorizont von sicher mehreren hundert Metern Vertikalerstreckung ist der Hauptdolomit. Am *Piz Mezzaun* finden wir fast 600 m hohe Dolomitwände in der Hauptsache aus Hauptdolomit aufgebaut, doch vermag ich nicht anzugeben, inwieweit hier, wie in Profil II angedeutet, Schichtverdopplungen vorliegen. Die Kössener Schichten erreichen bei guter Entwicklung etwa 100 m Mächtigkeit. Der Lias in Fleckenmergelfacies setzt — zwar in sich mehrfach zusammengestaucht — aber doch in der sehr ansehnlichen Mächtigkeit von mehreren hundert Metern ganze Berge zusammen, während der rote Liaskalk nur die ganz geringe Entwicklung von vielleicht 10 m zeigt. Ebenso besitzen die Radiolariengesteine und roten und grauen Aptychenkalke des oberen Jura nur etwa 20 m zählende Mächtigkeit, während die als „oberer Horizont“ beschriebenen, lichten Kalke eine Entwicklung von etwa 40 m zeigen. Auch die roten Globigerinenmergel finden sich nur in wenig mächtigen Vorkommnissen.

Diluvium.

Das Gesamtrelief der Gegend trägt noch überall den Stempel der Herausmodellierung durch die diluvialen Eismassen. Da ist zunächst die breite Wanne des *Engadins* selber. In gleicher Flucht erheben sich besonders an der linken Seite die sanften Schieferhänge, nur oberflächlich durchfurcht von den jungen Erosionsrinnen der Seitenbäche *Boschetta, Buera, d'Urezza.* Bis hoch hinauf sind die Hänge von erratischem Material überkleidet. Die Glättung und Schrammung der Felsen freilich ist fast überall durch die Wirkung der Atmosphärilien verwischt; nur da und dort, so z. B. südlich der kleinen Alphütten *Müsella* oder auf dem kleinen Talvorsprung *Muotta pitschna,* sieht man noch wohlgeglättete Gneissfelsen. Dass auch die höheren Kämme mindestens zur Zeit der grössten Ausbreitung des Eises von den Eisströmen noch überschritten wurden, scheint mir daraus hervorzugehen, dass man in der rings von hohen Bergkämmen eingeschlossenen *Val Trupchum* noch grosse, erratische Granitblöcke antrifft (speziell in *Val Müschauns*). Der Inn selber durchfliesst erst mit geringem Gefäll die wohl ehemals übertiefte, heute von sumpfigen Wiesen erfüllte Talstrecke von *Samaden* abwärts bis unterhalb *Bevers*, dann windet er sich mit stärkerem Gefäll zwischen den flachen Schuttkegeln der Seitenbäche hindurch, aber erst unterhalb *Scanfs* hat er sich schluchtartig in die breite Sohle des alten Gletschertales eingesägt.

Den gleichen, deutlich glacialen Charakter zeigen auch alle andern Täler des Gebietes. Typische Hängetäler mit junger Erosionsschlucht an ihrem Ausgang sind z. B. dem Engadin gegenüber *Val d'Es-chia* und *Arpiglia,* im Verhältnis zum *Camogasker Tal* die *Val Lavirum.* Vom *Spöltal* bei *Livigno* hat GÜMBEL (1893 S. 31 u. 36) wahrscheinlich zu machen gesucht, es sei ein alter Seeboden. Doch ist das Gefäll auf der ganzen Talstrecke von *Livigno* so lebhaft, dass die Annahme eines alten Seebodens nicht gerechtfertigt ist. Dass „die unterhalb quer vorgelagerten Kalkbänke vordem“, wie GÜMBEL will, einen Damm bildeten, davon konnte ich mich nicht überzeugen.

Moränenreste.

Vielfach findet man, besonders auf flacheren Stellen des Gehänges, noch Reste von Grundmoräne, deren genauere Verfolgung aber durch die Vegetationsbedeckung sehr erschwert wird. Solche Reste wurden deshalb nur da, wo ihr Auftreten besonders in die Augen springt, auf der Karte ausgezeichnet. Kleinere Vorkommnisse dieser Art liegen zu beiden Seiten des Ausgangs des *Camogasker Tales*. Hier liegt sowohl die Quellenfassung für die 1904 angelegte Wasserleitung auf der linken Seite des Baches als auch das Reservoir über der Kirche von Campovasto ganz in dichtgepackter Grundmoräne. Bei *Plaun Godars* liegen ähnliche Reste auf beiden Seiten der *Val Casana*. Eine ausgedehnte Moränenlandschaft betritt man unterhalb *Scanfs*. Von *St. Güerg* bis nach *Cinuskel* hinunter ist das unregelmässige Relief des flachen, glacialen Talbodens zwar zum Teil durch Auslaugung hier durchstreichender salinarer Gesteine, grossenteils aber durch ausgedehnte Moränenreste erzeugt, die später teilweise noch durch Wasser umgelagert worden sind. Im Zusammenhang mit diesen Resten steht die Moräne, die in der *Val Sulsanna*, oberhalb *Capella*, quer über das Tal hinweg sich ausbreitet. An mehreren Stellen findet man hier bis gegen *Cinuskel* hin in unregelmässig gestalteten Vertiefungen kleine Moore, während oberhalb der Moräne sumpfiges Gelände bis gegen *Sulsanna* herrscht. Der Moränenzug selber ist vom Sulsannabach an der rechten Seite in schmalem Einschnitt durchbrochen.

Eine hübsche kleine Endmoräne sieht man an einer Stelle, wo heute nirgends mehr Eis vorhanden ist, nämlich am *Casanapass;* ein klein wenig östlich unterhalb der Grenze.

Flussterrassen von irgend welcher Bedeutung treten im Gebiet nicht hervor.

Alluvium.

Hierher gehören die mehr oder weniger flachen Schuttkegel der zahlreichen Seitenbäche. Viele Ortschaften des Engadins (z. B. *Bevers*, *Ponte*, *Campovasto*, *Madulein*) sind auf solch jungen bzw. diluvialen Schotterflächen erbaut[1]. Schutthalden von ansehnlicher Grösse finden sich überall im Gebiet am Fuss der Felswände. Bergstürze liessen sich nur in wenigen Fällen nachweisen. Schon lange bekannt ist die Masse riesiger Gneissblöcke, die im *Camogaskertal* an der Einmündung der *Val Burdum* liegt. Die durch die Bergsturzmasse erzeugte Schwelle im Bachlauf ist in neuerer Zeit zu einem Wehr ausgebaut worden. Die Masse ist hoch oben an der rechten Seite der *Val Burdum* losgebrochen, indem die weicheren Liasmergel der Last des steil darübergeschobenen Gneisses nicht standhielten. Die vom *Piz Mezzaun* herabziehende *Val Greva* nimmt ihren Ursprung in einer Reihe steiler Couloirs. Zwischen zwei solchen hat sich die vorspringende Dolomitfelsecke durch eine wohl 100 m hohe Kluft von der Hauptmasse des Dolomits getrennt und sich um etwa 20 m gesenkt. Derartige Verrutschungen haben am steilen Gehänge vielfach stattgefunden und erschweren es, das Fallen der Schichten richtig zu beurteilen. Für eine am Gehänge ein Stück weit abgeglittene Scholle halte ich die stark zerrüttete Dolomitmasse, die an der rechten Talseite der *Val Casana* gegenüber der Einmündung der *Val Casanella* eine kleine Terrasse bildet, und von der sich ein breites Dolomitschuttfeld bis zum Casanabach hinunterzieht. Möglicherweise steht diese kleine Abrutschung mit der Auslaugung eines Gipsvorkommnisses in ursächlichem Zusammenhang. Schliesslich muss wohl auch die Masse grosser Dolomitblöcke etwas unterhalb *Punt Murtiröl* als Bergsturz angesehen werden, obgleich die Waldbedeckung hier den Ueberblick erschwert.

---

[1] Nur die Alluvionen des Inns und der grösseren Zuflüsse sind mit der Signatur „Flussschotter und -terrassen“ auf der bunten Karte ausgezeichnet. Die wenig abgerollten Anschwemmungen kleinerer Bäche sind mit dem „Gehängeschutt“ zusammengefasst.

Tektonischer Teil.

Vorbemerkungen.

Es ist hier die Stelle, sich vor allem Rechenschaft zu geben über den Grad der Genauigkeit, der in der Durchforschung des Gebietes erreicht worden ist. Es kann nicht zweifelhaft sein, dass es unmöglich ist, den geologischen Bau eines so komplizierten Gebietes in zwei kurzen Sommern mit aller wünschenswerten Exaktheit und in allen Einzelheiten aufzuklären. Die grosse Ausdehnung des Gebietes, weitgehende Schuttüberkleidung und in den tieferen Teilen die Vegetationsdecke stehen dem entgegen. Wenn ich nun trotzdem glaube, in den wesentlichen Zügen den Bau des Gebirges richtig erkannt zu haben, so danke ich dies vor allem dem Umstand, dass an all den Faltungen und Ueberschiebungen drei Schichtkomplexe teilnehmen, deren gegenseitiges Altersverhältnis ausser Diskussion steht. Wenn ich absehe von Tarnuzzers Ansicht über das Alter des Albulagranits, die ich oben schon hinreichend widerlegt zu haben glaube, kann kein Zweifel bestehen über das prätriasische Alter der unter Grundgebirge zusammengefassten Gesteine. Ebenso einwandfrei ist aber auch die Stellung des zweiten Komplexes, der Triasdolomite. Schliesslich kommen als dritter Schichtkomplex von ebenso sicherer Stellung die Lias- und Jurasedimente in Betracht, die überall als Kern des Synklinalen auftreten. Ob ein Teil der hierher gehörigen Schiefer als noch jünger, nämlich als Kreide zu deuten ist, verschlägt, wie auch schon früher betont wurde, für das tektonische Gesamtbild nur wenig. Haben die sichere Stellung und die leichte Erkennbarkeit dieser drei Hauptglieder die geologische Aufnahme sehr erleichtert, so bestand wohl eine der grössten Schwierigkeiten darin, von einem Irrtum der meisten früheren Beobachter sich frei zu machen, dass nämlich im Niveau des Muschelkalkes und der Partnachschichten eine kalkig-mergelige Ablagerung auch im Oberengadin sich fände, ähnlich der Facies der Liasmergel.

Uebersicht und Einteilung.

Um zunächst einen Ueberblick über die tektonischen Gesamtverhältnisse zu erhalten, werfe man einen Blick auf die Kartenskizze (Tafel IV), auf der das Ausstreichen der Hauptsynklinalen eingezeichnet ist. Sofort tritt eine Erscheinung hervor, die das ganze Gebiet beherrscht, die enge Aneinanderdrängung zahlreicher Falten. Als bevorzugte Streichrichtung der meisten Synklinalen ergibt sich beiläufig die Ostwestrichtung, doch sehen wir von diesem sozusagen normalen Streichen auch vielfache Ablenkung. Während die Falten vom *Albulapass* bis zum *Engadin* ein wenig nach Norden abgelenkt erscheinen, nehmen sie von da bis *Livigno* eine deutlich südöstliche Richtung an. Bedeutende Störungen bemerken wir besonders an der Verbindungsstelle dieser beiden Stücke östlich von *Scanfs*. Ein weiteres auffallendes Merkmal ist das eigentümliche Ausbiegen aller Synklinalen rings um die Gegend des *Piz Vaüglia*, das unten noch näher zu erörtern sein wird. Schliesslich sei noch darauf hingewiesen, wie die Falten ohne grosse Störungen in der Gegend von *Livigno* zusammenschliessen.

Der seitliche Zusammenschub ist durch das ganze Gebiet hin so intensiv gewesen, dass wir überall weitgehender Ausquetschung ganzer Schichtglieder begegnen. Dislokationsdiskordanzen sind eine uns auf Schritt und Tritt begegnende Erscheinung. Allenthalben sind die Gesteine in sich verschoben, was uns unter anderem auch unzählige Rutschflächen zeigen. Es hätte viel zu weit geführt, hätte man auf der Karte all die Stellen, wo Schichtglieder fehlen oder in bedeutend verminderter Mächtigkeit auftreten, durch besondere Linien tektonischer Diskordanz herausheben wollen. Der starken, tangentialen Pressung entsprechend sind auch fast alle Antiklinalen und Synklinalen isoklinal gebaut und weisen nur noch in den seltensten Fällen eine völlig regelmässige Folge der Schichtglieder nach dem Schema 1 2 3 4 3 2 1 auf. Es werden deshalb hier die Ausdrücke Synklinale und Antiklinale in einem erweiterten Sinn angewandt, so zwar, dass unter „Rest einer Synklinale“ oder „Synklinale“ schlechthin das Verhältnis verstanden wird, dass wir einen streichenden Zug jüngerer Gesteine, beiderseits von älteren eingeschlossen, verfolgen können. Entsprechendes gilt vom Ausdruck Antiklinale.

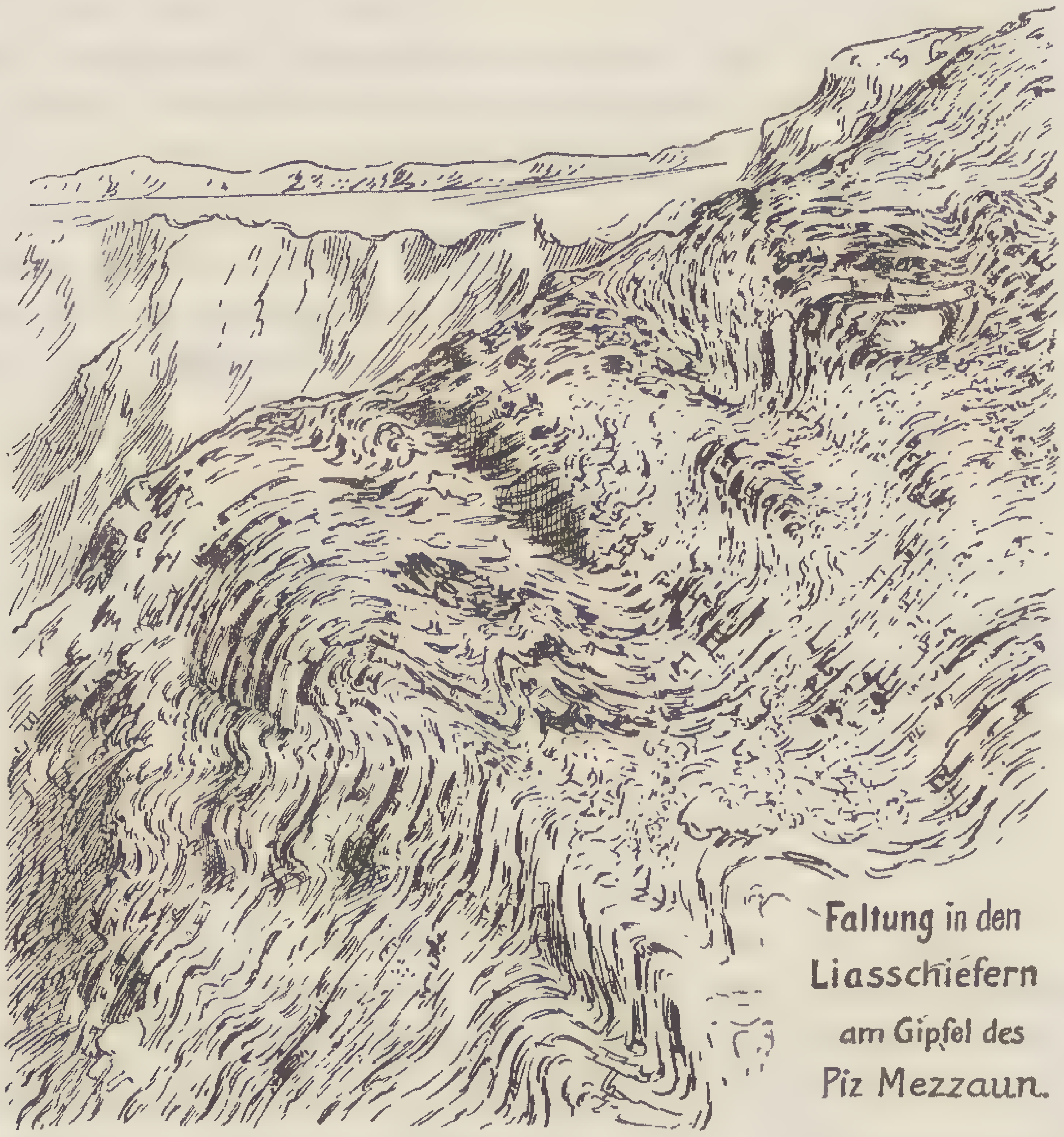

Faltung in den Liasschiefern am Gipfel des Piz Mezzaun.

Fig. 1.

Stellt das Gebiet an sich ein schwer trennbares Ganzes dar, so erfordert doch die Darstellung eine Teilung, die in folgender Weise vorgenommen werden soll:

I. Die nördlichen Synklinalen vom *Piz Blaisun* bis zum *Spöl bei Livigno.*

II. Die *Maduleiner* Faltenzüge vom *Albulapass* bis *Madulein* und ihre Fortsetzung nach Osten am Berge *Murtiröl.*

III. Die *Crastamora-Seja*-Antiklinale.

IV. Die Synklinalen des *Piz Mezzaun.*

V. Die Masse des *Piz Vaüglia.*

VI. *Valle Federia.*

Um dem Leser, der kein spezielleres Interesse gerade an dem untersuchten Gebiet nimmt, die Lektüre zu erleichtern, wird hier der Versuch gemacht, das Wesentlichere über die einzelnen Abschnitte jeweils zunächst hervorzuheben und dann noch etwaige Einzelheiten in kleinerem Drucke beizufügen.

Einzeldarstellung.

I. Die nördlichen Synklinalen vom Piz Blaisun bis zum Spöl.

(Profil A, I—IV, VII—XIV Taf. V und VI.)

Es ist dies der Bereich, der, schon im Vorwort erwähnten, von THEOBALD schon in der Hauptsache richtig erkannten Liasschieferzone. Zwei relativ einfach gebaute Stücke im Westen (a) und im Osten (b) schliessen in der Gegend von *Scanfs* in komplizierter Weise zusammen (c).

a) Das westliche Stück stellt vom *Piz Blaisun* bis zur *Val d'Urezza* eine einförmige, in der Hauptsache nördlich einfallende Schiefermasse dar, die man aus Analogie mit den sich südlich anschliessenden *Maduleiner* Faltenzügen wohl mit Recht als einen Komplex mehrerer, eng aneinander gedrängter Liassynklinalen auffassen muss. Von Norden sind die Synklinalen steil überschoben[1] von kristallinen Gesteinen (besonders von Gneiss) der „Keschmasse“, wobei man vom Mittelschenkel bald noch etwas Dolomit, bald Rauhwacke findet. Erst von der *Val d'Urezza* nach Osten zu sehen wir die grosse Schiefermasse durch antiklinal dazwischen hervorbrechenden Dolomit und Rauhwacke sich zerteilen (vgl. Profil IV Taf. V).

b) Mehr südöstlich gerichtetes Streichen zeigt die Fortsetzung

---

[1] Es dürfte sich vielleicht empfehlen, um die Klarheit des Ausdrucks zu erhöhen, schärfer, als dies bisher geschehen, zwischen übergeschoben oder hinübergeschoben einerseits und überschoben andrerseits zu unterscheiden. Es wird hier unter einer „überschobenen Masse“, entsprechend dem allgemeinen Sprachgebrauch (ein überfahrenes Kind!) nur eine solche Masse verstanden, über die etwas anderes hinübergeschoben worden ist.

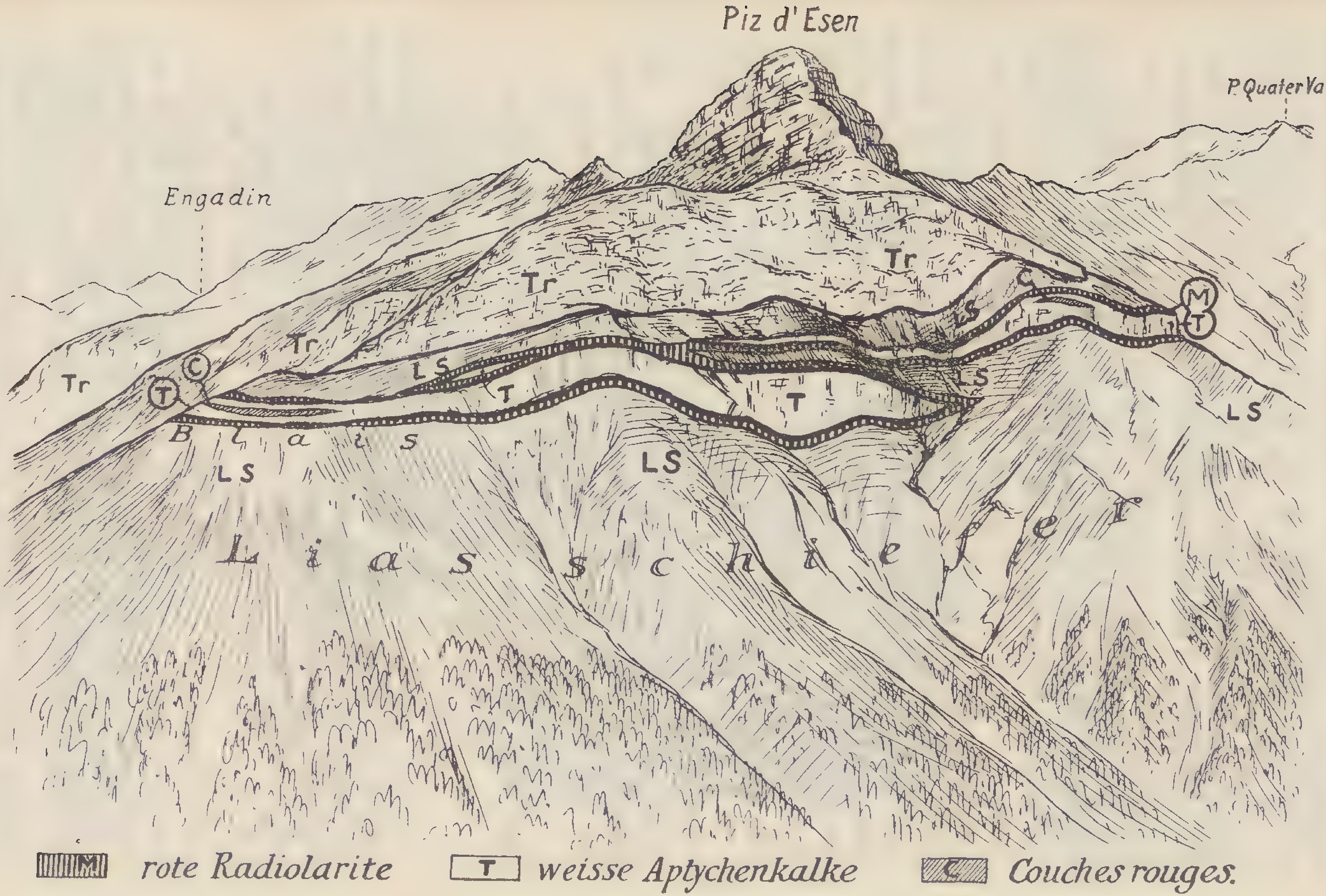

Piz d'Esen
P. Quater Vals
Engadin
Tr
Tr
Tr
Tr
C
T
C
LS
LS
T
T
M
T
LS
LS
Blais
LS
LS
Liasschiefer
M rote Radiolarite
T weisse Aptychenkalke
C Couches rouges.

Fig. 2. Ansicht der rechten Talseite der Val Trupchum vom Berge Murtiröl bei Scanfs.

der Schiefermassen *östlich des Inns*. Die mehrfache Zerteilung der ganzen Liaszone in Einzelsynklinalen, zwischen die sich Züge älterer Gesteine als Reste von Antiklinalen einschieben, zeigt die Karte und besonders Profil VII und IX. Das Fallen ist in der Hauptsache nördlich gerichtet, doch zeigt gerade Profil VII, dass die Liasschiefer, auf eine allerdings nur geringe Erstreckung im Streichen, nicht nur von Norden, sondern auch von Süden her nach Art einer kleinen Doppelfalte von älteren Gesteinen überschoben sind. Landschaftlich besonders auffallend ist die Linie, längs der, der *Val Trupchum*, *Valle Saliente* und *Valle Viera* folgend, Triasdolomit von Nordosten bzw. Norden her über die Liasschiefer herübergefaltet und vielfach herübergeschoben ist. Dass diese schon von THEOBALD (1864 S. 361) erkannte, von BÖSE (1896 S. 586) und andern später wieder verfolgte Ueberschiebungslinie eine echte Faltenverwerfung ist, zeigt besonders Profil XIII (S. 216), das unten noch näher besprochen werden soll (vgl. auch die Ansicht Fig. 2 S. 210).

c) Wie die leider nur lückenhaften Aufschlüsse in der Gegend *unterhalb Scanfs* zeigen, haben wir in dem östlichen, soeben betrachteten Synklinalenstück nicht die unmittelbare Fortsetzung der westlichen, vom *Piz Blaisun* her verfolgten Synklinalen zu erblicken. Vielmehr haben wir in der Gegend der *Varuschmündung* ein relativ hoch gehobenes Stück vor uns, um das sich die Liasmulden in unregelmässigem Verlauf herum winden. Im besonderen biegen die nordwestlich streichenden Synklinalen der *Val Trupchum* in der Nähe des Inntales in eine nördliche und nordöstliche Streichrichtung ein und schliessen sich so an die ähnlich streichenden Muldenzüge der linken Innseite an.

a) Die tiefsten Teile der Liasschiefermassen samt ihrer Hauptdolomitunterlage sind besonders gut an dem kleinen Gipfel *östlich Gualdauna*, der auch von der *Albulastrasse* aus leicht zu erreichen ist, aufgeschlossen. Weiter nach Osten liegen die Schiefer mehrfach unmittelbar auf Rauhwacke, die ich der unteren Trias zurechne. Die Dolomite der oberen Trias scheinen mir an diesen Stellen durch Ausquetschung verschwunden. Vom Mittelschenkel unter der kristallinen Ueberschiebung findet sich bald Triasdolomit, bald Rauhwacke. Bei *Fuorcla Pischa* läuft die Ueberschiebungsgrenze gerade durch die Einsattlung; doch kleben am Nordabhang des *Piz Blaisun* noch einzelne Reste von Triasdolomit des Mittelschenkels auf den Liasschiefern. Etwas *östlich von Fuorcla Pischa* finden sich hart unter dem Triasdolomit des Mittelschenkels als Synklinalenkern noch einige Reste von hellem Aptychenkalk (dem „oberen Horizont“ angehörig). Am *Piz Belvair* sieht man den Mittelschenkeldolomit noch verschiedentlich sekundär in die Liasschiefer hineingefaltet und -gepresst. Bei *Muot ot* und *Plazetta* finden wir einen Rauhwackezug, der sein Durchstreichen unter dem kristallinen Glacialschutt zum Teil nur durch eine Reihe kleiner, wassererfüllter Trichter verrät. Fehlt der Mittelschenkel ganz, wie bei *La Virogla*, so sind die obersten Lagen der Algäuschiefer durch und durch von mächtigen Adern von weissem Kalkspat durchschwärmt und gehen lokal in echte, kleine Marmorlager über.

b) Hier sei besonders auf das merkwürdig gebaute Antiklinalenstück aufmerksam gemacht, das sich von *Punt del Fuorn* und der Varnschmündung bis in den unteren Teil der *Val Chanels* verfolgen lässt. Die Antiklinale besteht vorzüglich aus Verrucano, über dem nördlich Punt del Fuorn Rauhwacke, Dolomit, Rhät und Lias liegt. Diese noch ziemlich regelmässige Schichtfolge ist jedoch nicht sehr weit im Streichen nach Osten zu verfolgen. Wir finden die eng zusammengepresste, von Liasschiefern eingeschlossene Antiklinale nur noch aus Verrucano und Rauhwacke, schliesslich überhaupt nur noch aus Rauhwacke bestehen, die östlich von *Val Chanels* ebenfalls unter Liasschiefern verschwindet. Ganz analoge Verhältnisse zeigen sich an der von *Scrigns* nach *Alp Purchèr* hinüberstreichenden Antiklinale. Auch hier ist besonders gegen Osten hin die Antiklinale durch seitliche Pressung so stark reduziert, dass sie schliesslich als schmaler Verrucanostreifen bei Alp Purchèr unter den Liasschiefern verschwindet.

Auf der *Nordseite der Val Trupchum* sind in die Liasschiefer noch Tithon und Globigerinenmergel mit eingefaltet, und zwar bemerkt man auf eine grössere Strecke hin eine ziemlich normale Verdoppelung der Synklinale (Profil VII). Besonders deutlich tritt der Charakter einer an dieser Stelle entstandenen, isoklinalen Synklinale hervor im zweituntersten Seitentobel, der von rechts in die Val Müschauns einmündet. Hier sieht man (vgl. Profil XIII S. 216) vorzüglich aufgeschlossen, um die weissen Aptychenkalke des oberen Tithonhorizontes zuerst die roten Aptychenkalke und Radiolarite und um diese die grünen Radiolarite unter deutlich spitzwinkeliger Umbiegung sich herumlegen. Als Kern dieser regelmässigen Mulde finden wir über der *Val Cotschna* ganz normal rote ‚Couches rouges‘ in dem weissen Aptychenkalk des ‚oberen Horizontes‘ eingefaltet. Nach aussen zu von den grünen Radiolariten folgen nach unten und nach oben Gesteine der Fleckenmergelfacies, die nach oben zu von Triasdolomit überschoben sind. An der Grenze des Dolomits begegnen uns hier und in der *Val Mela* grünliche Tonschiefer, wie sie auch sonst da und dort an der Grenze von Hauptdolomit und Lias aufzutreten scheinen. Was wir hier sehen, ist demnach eine völlig normale Ueberfaltung von Norden, die nur streckenweise in eine Ueberschiebung aus der gleichen Richtung übergeht[1].

Verfolgen wir die nördliche Ueberfaltungs- und Ueberschiebungslinie weiter nach Osten, so ist besonders eine Stelle am Fuss der *Corna dei Cavalli* bemerkenswert, wo über die Liasschiefer nicht nur Triasdolomit, sondern auch Verrucano, verknüpft mit Roteisenerz, und kristalline Schiefer von Norden herübergefaltet und -geschuppt ist (Profil XIV S. 216). Hier hat man in einem Profil eine dreifache Schuppung von Verrucano bzw. kristallinen Schiefern und

---

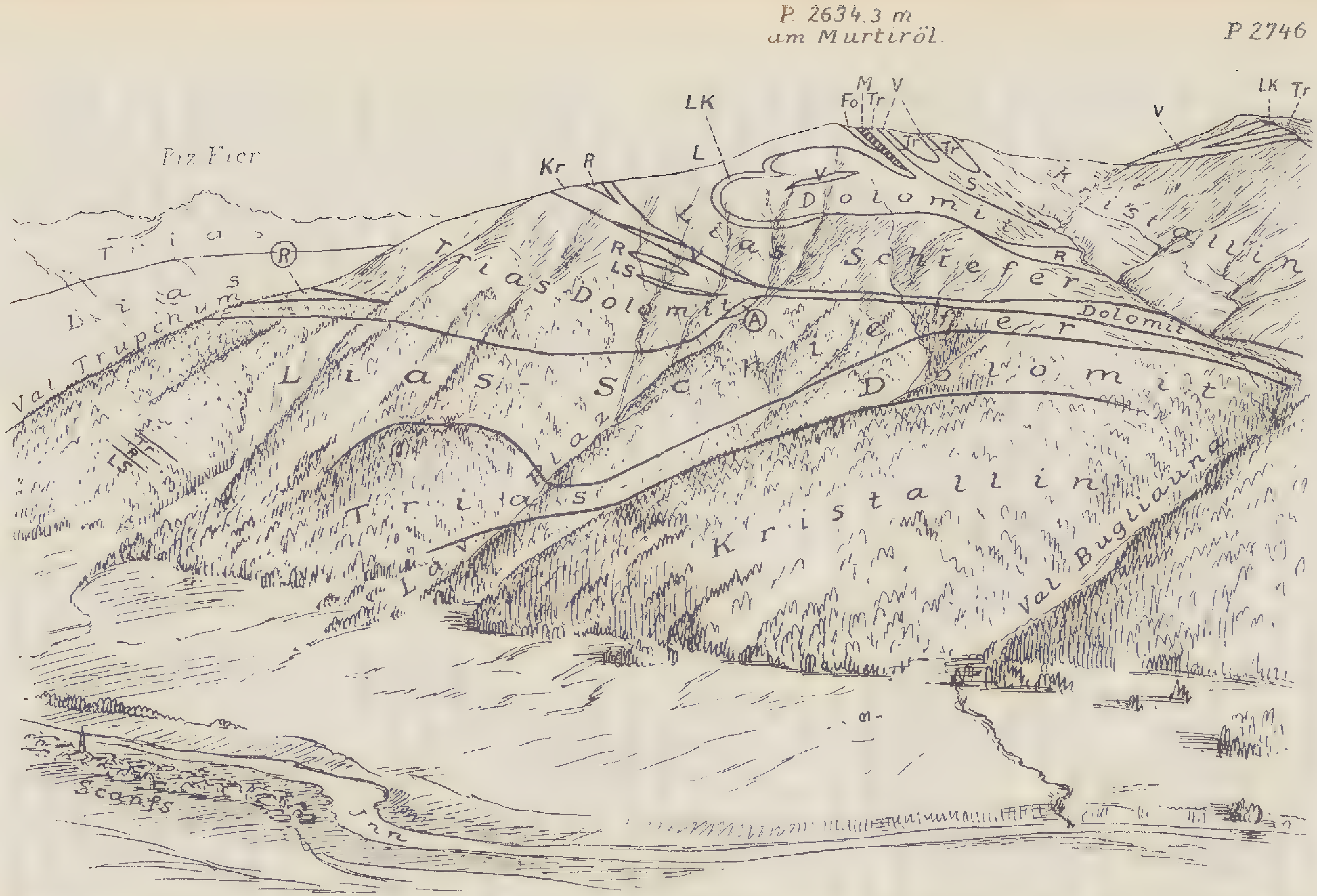
[1] Diesem sehr klaren Aufschluss in der Val Müschauns scheint mir insofern einige Bedeutung innezuwohnen, als er einwandfrei das Auftreten nordfallender Synklinalen im Zentrum der Alpen zeigt und meiner Ansicht nach nur schwer sich vereinigen lässt mit der Annahme, dass diese ganze Gebirgsmasse Teil einer grossen von Süden gekommenen Ueberschiebungsdecke ist.

Triasdolomit. Im Streichen lassen sich diese drei Züge nicht weit verfolgen, geben uns aber einen Hinweis, wie wir uns den Aufbau der Triasdolomite zu denken haben, die in langer Linie von *Val Torta am Inn* bis zum *Spöl bei Chiesa di Viera* über die Algäuschiefer heraufgeschoben sind. Leider fehlt mir bis heute die Möglichkeit, in kompliziert gebauten Dolomitmassen nur auf Grund petrographischer Unterschiede etwa zwischen Wettersteindolomit und Hauptdolomit die Tektonik mit hinreichender Sicherheit aufzuklären. Sehr lehrreich ist es, den obersten Verrucanozug unter der *Corna dei Cavalli* nach Osten gegen *Valle Rosso* hinunter zu verfolgen. Der Verrucanostreifen, der offenbar als Kern einer zerrissenen, stark gepressten Antiklinale aufzufassen ist, wird immer schmäler und schmäler, bis man auf weite Erstreckung hin zwischen den scheinbar ganz normal übereinander abgelagerten Dolomiten nur noch eine leuchtend rote Schichtfuge als Ueberbleibsel einer Aufwölbung von Verrucano verfolgen kann. Wäre nicht nach Westen zu die unmittelbare Fortsetzung in den Verrucano zu bemerken, niemand käme auf den Gedanken, in dieser roten verwaschenen Linie den Kern einer Antiklinale zu vermuten.

Wie steil die nördliche Ueberschiebungsfläche einfällt, geht besonders daraus hervor, dass sie in der *Valle Viera* an der rechten Talseite ausstreicht, also steiler sein muss, als die ziemlich abschüssigen Nordabhänge des Monte Motto. In *Valle Rosso* kleben auch noch isolierte Dolomitschollen auf den Liasschieferhängen.

Nun zur südlichen Begrenzung der grossen Schiefermasse. In der Gegend der unteren *Val Casana* gehen die Falten des *Murtiröl*, die Fortsetzung der *Maduleiner* Faltenzüge, so weit in den Liasschiefern der *Val Trupchum* auf, dass eine Trennung der Abschnitte I und II weiter nach Osten zu unmöglich ist. Die Unterlage der in der Hauptsache nordfallenden Liasschiefermassen der Val Trupchum bildet, vielfach mit dem Lias noch verfaltet, Trias, Verrucano und kristallines Grundgebirge. Gut entwickelte, nordfallende Trias, sekundär verdoppelt, treffen wir als Unterlage des Lias nördlich der *Alp Casana*. Wenig weiter nach Osten ist aber dann durch Ausquetschung schon der ganze Triasdolomit verschwunden. Die Algäuschiefer liegen unmittelbar auf Verrucano, dann stellt sich wieder Dolomit ein, der auch viel höher in den Südwänden der *Punta Casana* noch einmal als schmale Antiklinale hervorbricht: ein fortwährender Wechsel von intensiver Ineinanderfaltung und weitgehender Schichtenausquetschung. (Ueber weitere Einzelheiten geben Karte und Profile den nötigen Aufschluss.) Schliesslich sind die ganzen Sedimente samt ihrer kristallinen Unterlage, besonders im Gebiet *östlich des Casanapasses*, in steiler Ueberschiebung von Norden her über andere, zwischen kristalline Gesteine eingekeilte Sedimentschollen (vgl. Profil IX) heraufgepresst.

c) Was über das mittlere Verbindungsstück in der Gegend der Varuschmündung zu sagen ist, entnimmt man am besten der Karte (Tafel VI). Die Aufschlüsse sind leider nicht geeignet, ein sicheres Bild der Tektonik dieses Gebietes zu liefern. Offenbar haben wir bei *Muotto pitschna,* bei *Punt del Fuorn* und in *God-god* drei, in sich wieder gefaltete, gehobene Stücke zu erblicken, zwischen die eingefaltet die Liassynklinalen einen unregelmässig gewundenen Verlauf nehmen. Vielfach treffen wir in diesem Gebiet am Inn mächtige Nagelfluhbildungen, eine feste Verkittung diluvialer Flussgerölle, die an so vielen Punkten einen deutlichen Uebergang in echte Rauhwacke und in Gipslager


P. 2634.3 m
am Murtiröl.
P 2746
LK
Kr
R
L
M
V
Fo
Tr
Tr
Tr
V
LK
Tr
V
S
Piz Fier
Trias
R
Dolomit
Kristallin
Lias
Schiefer
R
LS
R
Trias
Dolomit
Lias
Schiefer
A
R
Dolomit
Val Trupchum
Lias-Schiefer
Lias-Schiefer
Dolomit
Plaz
R
Tr
LS
Trias
Lavinas
Kristallin
Val Bugliauna
Scanfs
Inn

Kr = Kristalline Gesteine; *V* = Verrucano; *R* = Rauhwacke; *Tr* = Triasdolomit; *LK* = roter Liaskalk; *LS* = Liasschiefer (*Fo* = foraminiferenführend); *M* = Oberjurassische Aptychenkalke; bei *A* Reste von Weissem Aptychenkalk u. „couches rouges“.

Fig. 3. Ansicht des Berges Murtiröl bei Scanfs, von oberhalb Zuoz gesehen.

zeigt, dass ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der Bildung solcher Nagelfluh und dem Anstreichen der Rauhwacke nicht in Zweifel gezogen werden kann. An einigen Stellen scheint es freilich, als hätte die Verkittung zu Nagelfluh sich noch etwas weiter ausgedehnt, als wir die Verbreitung echter Rauhwacke annehmen dürfen.

Die *nördlichste* Liassynklinale der *Val Trupchum* biegt, wie schon bemerkt, gegen das Inntal hin in eine nordöstliche Streichrichtung ein, wo sie bis über Val Torta hinaus bis zum Rand des Kartenblattes sich hat verfolgen lassen. Ja es scheinen sogar noch ein wenig oberjurassische Radiolarite in die enge Liasmulde in der unteren Val Torta miteingefaltet. Es bleibt mir für diese Verhältnisse nur die Erklärung, dass die Trias der höheren Teile des *Piz d'Esen* nach zwei Seiten, nach Westen und nach Süden, in steiler Ueberschiebung über die Liasschiefer heraufgepresst ist.

II. Die Maduleiner Faltenzüge vom Albulapass bis Madulein und ihre Fortsetzung nach Osten am Berge Murtiröl.

(Profil A, I—VII Taf. V u. VI u. S. 216 und Ansicht Fig. 3; S. 214.)

a) **Die Maduleiner Faltenzüge.** Wir haben hier ein relativ einfach gebautes Gebirgsstück vor uns: annähernd parallel verlaufende, dichtgedrängte Falten, hauptsächlich aus Trias und Grundgebirge zusammengesetzt, streichen aus der Gegend der *Albulapasshöhe* in ostnordöstlicher Richtung. Das Fallen ist nahezu saiger, bald ein wenig nach Süden, bald nach Norden geneigt, das erstere mehr in den südlichen, das letztere in den nördlichen Teilen.

b) Ihre Fortsetzung nach Osten, der Berg *Murtiröl*, ist ein Gebiet stärkster Störungen. Doch erkennt man auch hier noch gut eine Reihe ehemaliger Synklinalen und Antiklinalen, die unten unter Reibungsbreccien noch näher beschrieben werden sollen. Die Antiklinalen tauchen östlich der unteren *Val Casana*, wie auch schon erwähnt wurde, unter die grossen Liasschiefermassen der *Val Trupchum* hinab.

a) Das westliche Stück erklärt sich aus Karte und Profilen von selbst. Bemerkenswert ist, dass auch der harte Albulagranit in den engen Faltenwurf mit einbezogen worden ist, wovon man sich am besten überzeugt, wenn man von der *Albulastrasse* aus nach Süden dem Bach aufwärts folgt, der in der Nähe der Profillinie A von Süden herunterfliesst. Man trifft hier von Rauhwacke eingeschlossen zunächst auf eine schmale oststreichende Auffaltung eines grünen, kristallinen Gesteins, in dem man nur mit Mühe noch einen stark gepressten Albulagranit erkennt. Darüber folgt nochmals synklinal Rauhwacke, dann wieder Granit und schliesslich noch unter der Hauptmasse des Granits der *Crasta mora* ein weiterer schmaler Zug von Dolomit und Lias mit Belemniten. Zwei annähernd saiger stehende Sedimentkeile zwischen kristallinen Antiklinalen sind *an der Albulastrasse* ziemlich gut aufgeschlossen. Ihr Durch-

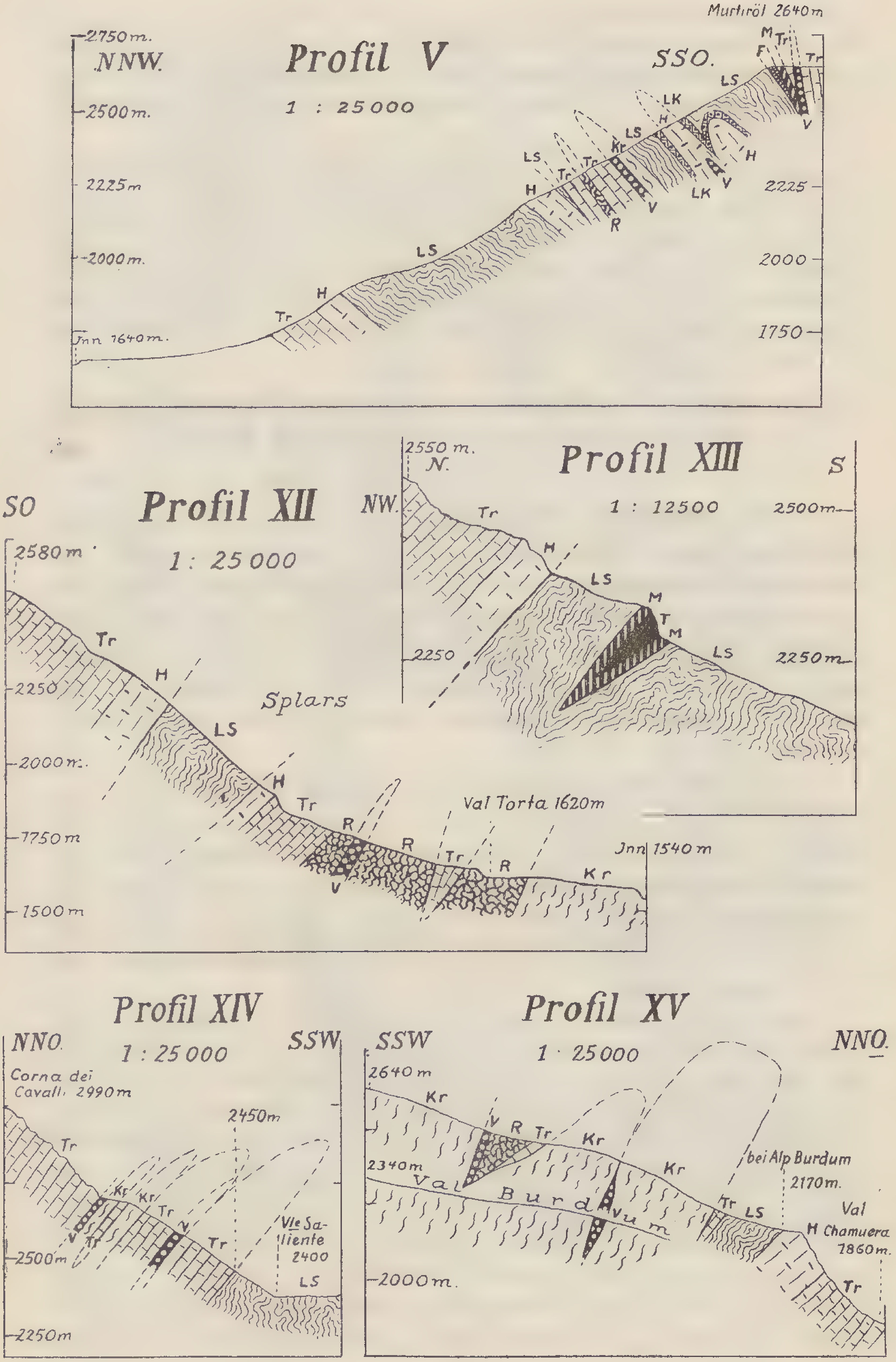

Profil V
1 : 25000
NNW.
SSO.
2750 m.
2500 m.
2225 m
2000 m.
Jnn 1640 m.
Murtiröl 2640 m
2225
2000
1750
M
F
Tr
LS
LK
H
Kr
R
V
Profil XII
1 : 25000
SO
2580 m
2250
2000 m.
1750 m
1500 m
Splars
Val Torta 1620 m
Jnn 1540 m
Tr
H
LS
R
V
Kr
Profil XIII
1 : 12500
NW.
N.
S
2550 m.
2500 m
2250
2250 m
Tr
H
LS
M
T
Profil XIV
1 : 25000
NNO.
SSW
Corna dei Cavalli 2990 m
2450 m
Vle Saliente 2400
2500 m
2250 m
Tr
Kr
V
LS
Profil XV
1 : 25000
SSW
NNO.
2640 m
2340 m
Val Burdum
bei Alp Burdum 2170 m.
Val Chamuera 1860 m.
2000 m.
Kr
V
R
Tr
LS
H

Fig. 4.

streichen über die Strasse oberhalb und *bei Alp Alesch* zeigt die Karte (Tafel VI). Der Dolomit dieser schmalen Triaszüge zeigt zum Teil die für die untere Trias charakteristischen roten Tonbezüge. An manchen Stellen ist das Gestein in einen rötlichen, flasrigen, löcherigen Marmor verwandelt. Je nachdem wie die Aufschlüsse an der Strasse sind, bemerkt man wohl auch einmal eine kleine Querverschiebung von einigen Metern, ein Blatt, das aber zu unbedeutend ist, um auf der Karte (Tafel VI) Berücksichtigung finden zu können.

Betrachten wir noch an Hand von Profil I einen Querschnitt durch diese Zone als Typus ihres tektonischen Aufbaues, so haben wir von Norden nach Süden zunächst die normale Triasunterlage der unter I a betrachteten Liassynklinalen, dann eine Antiklinale mit kristallinen Schiefern als Kern. Dass der folgende Rauhwackezug einer Synklinale und einer Antiklinale entspricht, zeigen die Aufschlüsse im Streichen dieses Zuges an der Albulastrasse. Daran schliesst sich die synklinale Dolomitmasse des *Munt della Bes-cha*, die südlich wieder durch eine schmale, kristalline Auffaltung begrenzt wird. Noch sind nach Süden zu zwei schmale Sedimentärsynklinalen zu überschreiten, ehe man in die grosse *Crasta mora*-Antiklinale kommt.

b) Der Berg *Murtiröl.* Auf den komplizierten Bau dieses Gebirgsstücks wird unten unter Dislokationsbreccien noch näher eingegangen. Hier sei nur bemerkt, dass wir, eingefaltet zwischen nach Norden übergelegte Antiklinalen, im wesentlichen zwei Schiefersynklinalen vom Inntal nach der *Val Casana* hinüber verfolgen können. Als Unterlage des unteren synklinalen Schieferzugs, der sich von *God del Averts* bis in die *Val Trupchum* hinein verfolgen lässt, hat die kuppelartige Aufwölbung von Gneiss bei *Muotta pitschna*, sowie Trias und Verrucano von *Varusch* zu gelten. An dem Aufbau dieses nördlichen Muldenzuges nehmen vorzüglich fossilfreie, stark gepresste Liasschiefer, dann aber auch an mehreren Stellen graue Foraminiferenschiefer, ferner Tithon und „couches rouges“ teil, und zwar die beiden letzteren meist hart unter der Ueberschiebung der folgenden Antiklinale von Trias und Grundgebirge. Dass diese Antiklinale in sich wieder verdoppelt ist, geht daraus hervor, dass man auf der West- wie auf der Ostseite des Murtiröl noch schmale Liaszüge zwischen den Dolomit eingeklemmt findet. Nach Osten zu taucht diese Antiklinale bei *Alp Purchèr*, wie auch schon bemerkt, als schmaler Verrucanostreifen unter den Liasschiefern unter. Das sich südlich anschliessende Muldenstück ist, wie Profil III zeigt, schon in der Gegend der *Arpigliaschlucht* mehrfach durch Antiklinalen zerteilt. Verfolgen wir diese Zone weiter nach Osten, so begegnen wir in der Gegend des *Murtirölgipfels* und östlich bis nach *Val Casana* hinunter einer so intensiven Ineinanderfaltung, Schuppung und Durchdringung der verschiedenen Schichtglieder, verknüpft mit der Bildung grösserer Massen von Reibungsbreccie, dass eine Erklärung der Entstehung im einzelnen mir ausgeschlossen scheint.

III. Die Crasta mora-Seja-Antiklinale.

(Vgl. Profil A, I—IV und VI, Taf. V und VI.)

Südlich der eben besprochenen Faltenzüge schliesst sich im westlichen Teil des Gebietes eine hohe, oststreichende Emporfaltung

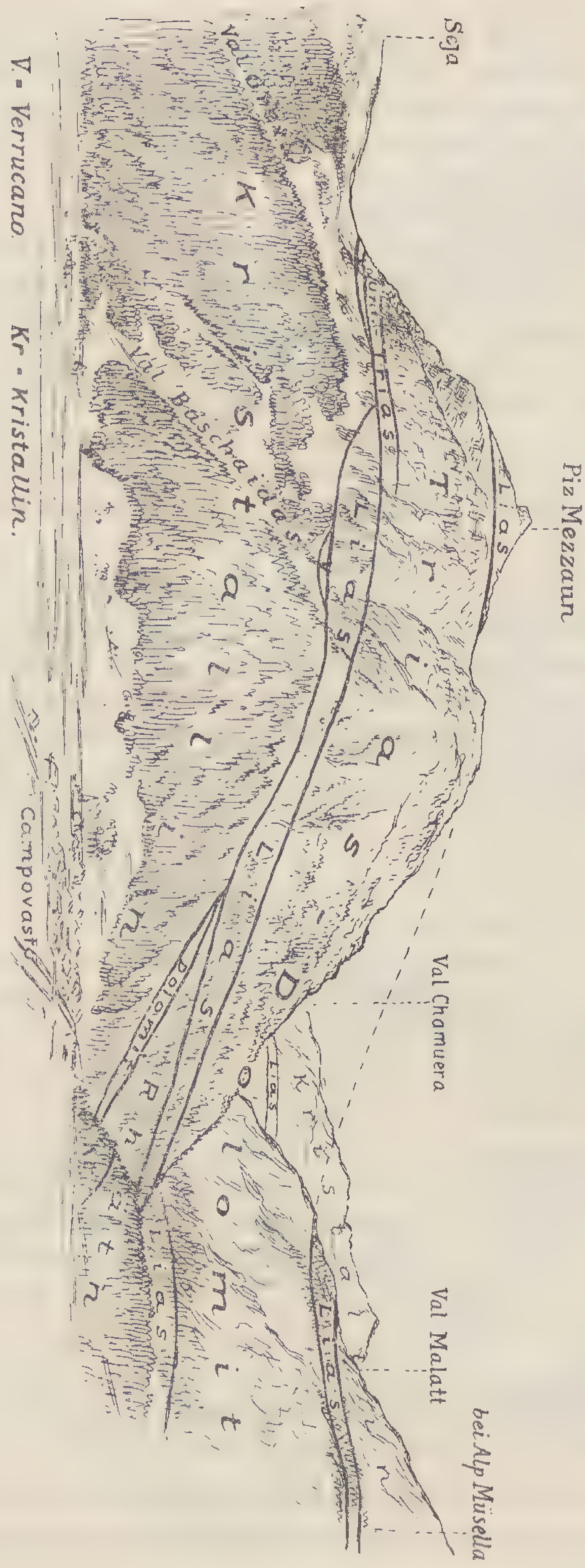

Piz Mezzaun
Seja
Val Chamuera
Val Malatt
bei Alp Müsella
Lias
Trias
Lias
Trias
Lias
Dolomit
Lias
Dolomit
Rhät
Rhätn
Kr
Kristallin
Val Bäschaidas
Val
Campovasto
V = Verrucano
Kr - Kristallin.

Fig. 5.

kristalliner Gesteine an, die *westlich des Engadins* hauptsächlich aus Albulagranit, *östlich* davon aus Gneiss und kristallinen Schiefern besteht. Dass auch diese mächtige kristalline Masse nur als ein Komplex mehrerer, eng aneinandergedrängter Falten aufgefasst werden muss, geht, wie mir scheint, und wie schon oben auseinandergesetzt wurde, aus dem Auftreten der isolierten Schieferscholle mitten im Albulatunnel hervor. Auch nach Osten zu zwischen *Arpiglia* und *Vaüglia* erweist sich die Antiklinale mehrfach durch Sedimentkeile zerteilt. Noch weiter nach Osten tritt sie überhaupt nicht mehr als deutliche Antiklinale hervor, doch erscheint es bemerkenswert, dass in ihrer Fortsetzung in der Gegend von *Punt Vals* nochmals Albulagranit auftritt.

IV. Die Synklinalen des Piz Mezzaun.

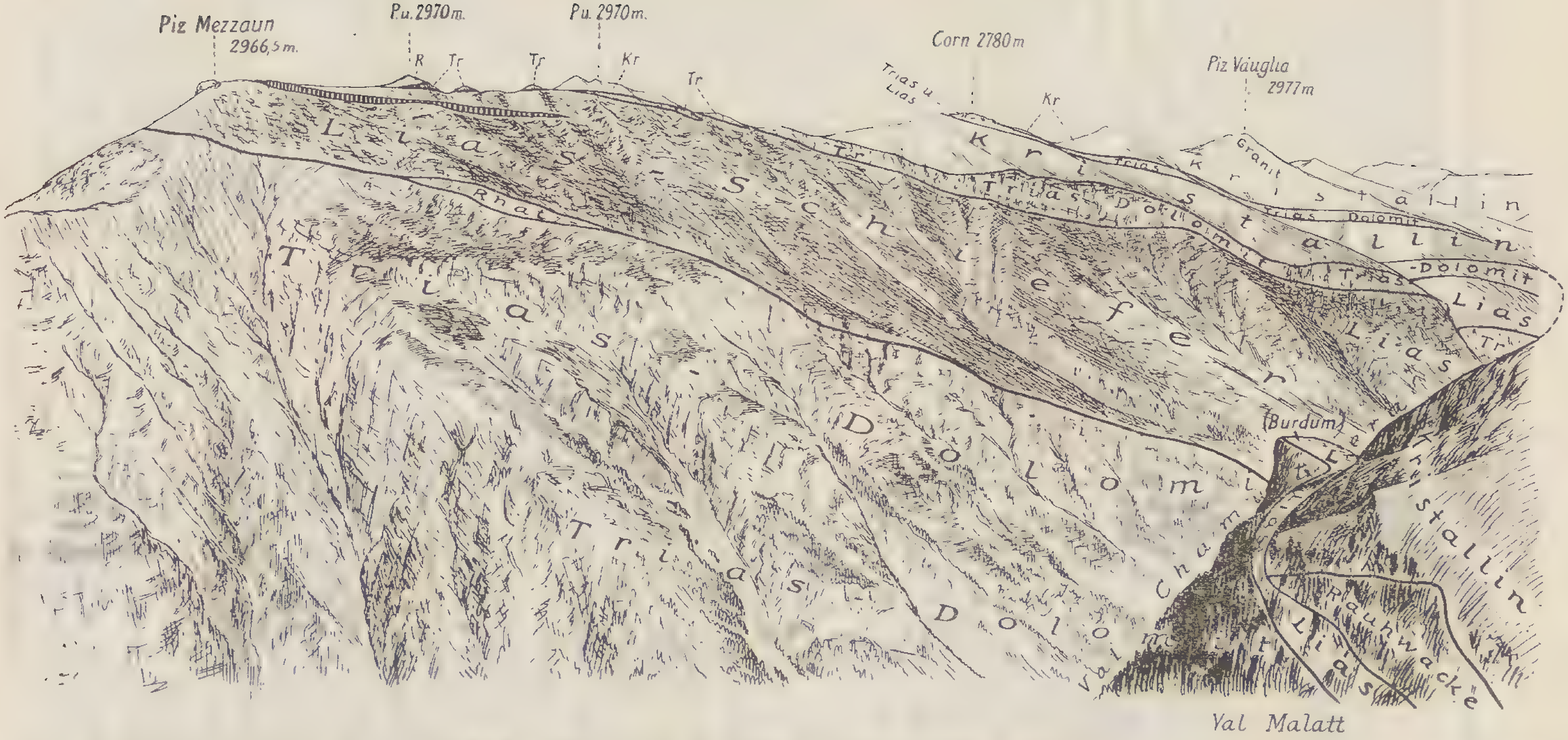
(Vgl. Profil I—III, Taf. V u. VI sowie die Ansichten Fig. 5 u. 6, S. 218 u. 220.)

Im Gebiet des *Piz Mezzaun* haben wir eine der für diese Gebirgsgegenden so charakteristischen, zwischen die älteren kristallinen Gesteine ganz unregelmässig eingezwängten Sedimentärmulden vor uns. In der Hauptsache sehen wir eine untere, unvollständige Synklinale von Rhät und Lias, darüber mächtig zusammen- und übereinandergeschobene Dolomitmassen, im wesentlichen einer Antiklinale entsprechend, darüber die wohlerhaltene grosse Lias-Jura-Mulde des Piz Mezzaungipfels. Diese obere Synklinale ist unter mehr oder weniger vollständiger Erhaltung des Mittelschenkels überfaltet und überschoben von kristallinen Gesteinen, die aber sofort wieder am *Corn* einen weiteren Sedimentärkeil umschliessen. Es ist umsonst, für diese übergeschobenen, kristallinen Massen eine einheitliche Schubrichtung etwa aus Süden zu suchen. Zu einer befriedigenden Erklärung der merkwürdigen Lagerungsverhältnisse kommt man nur, wie mir scheint, wenn man annimmt, die höher emporgefalteten kristallinen Gesteine seien von zwei verschiedenen Richtungen, nämlich in sehr steiler Fläche von Süden her und in nach oben zu ziemlich wenig geneigter Fläche von Osten her über die Sedimentärgesteine herübergepresst worden. Nur so wird auch das Ausstreichen der oberen Sedimentärsynklinalen am *Corn* und am *Munt Müsella* verständlich.

An der untersten Synklinale sehen wir das merkwürdige Verhältnis, dass der liegende Triasdolomit bis auf eine kleine Strecke östlich von *Campovasto* gänzlich verschwunden ist, wie ich annehme, durch Ausquetschung, und dass so das Rhät, an andern Stellen der Lias unmittelbar auf kristallinen Gesteinen oder Verrucano auflagert, ein Verhältnis, das sich in der oberen Synklinale gegen *Alp Arpiglia* hin wiederholt. Es weichen derartige Verhältnisse weit von dem in Lehrbüchern meist aufgestellten Schema ab. Zerreissungen und Ausquetschung von Schichtgliedern treten im Oberengadin durchaus nicht nur im Mittelschenkel liegender Falten auf, sondern begegnen uns regellos an ganz beliebigen Stellen der ehemaligen Falten. Wenigstens gelang es bis jetzt nicht, hierin eine Gesetzmässigkeit aufzuweisen. Ebenso fand ich nirgends regelmässigen Schuppenbau nach dem Schulschema 1, 2, 3, Ueberschiebung, 1, 2, 3, Ueberschiebung, 1, 2, 3 entwickelt[1].

---

[1] Böse (1896 S. 590) erklärt das Auftreten von Rhät im *Eingang ins Camogasker* Tal als „eine abgesunkene Scholle, die ihre Existenz vielleicht einer Abzweigung der grossen Engadiner Spalte verdankt“. Ein Grund zur Annahme einer grossen Engadiner Spalte liegt, meiner Ansicht nach, bei der verhältnismässig guten Uebereinstimmung der beiden Talseiten (natürlich im Streichen) nicht vor. Die Fortsetzung im Streichen der Sedimentärbildungen des *Piz*


Piz Mezzaun
2966,5 m.
Pu. 2970 m.
Pu. 2970 m.
R
Tr
Tr
Kr
Tr
Corn 2780 m
Trias u. Lias
Kr
Piz Vauglia
2977 m
Granit
Lias-Schiefer
Rhät
Trias-Dolomit
Tr
Kristallin
Trias
Trias Dolomit
Dolomit
Kristallin
-Dolomit
Lias
Tr
Lias
(Burdum)
Tr
Kristallin
Val Chamuera
Lias
Rauhwacke
Lias
Trias-Dolomit
Val Malatt

Kr = Kristalline Gesteine; *R* = Rauhwacke; *Tr* = Triasdolomit; vertikal gestreift = rote und graue, oberjurassische Aptychenkalke.

Fig. 6. Ansicht der grossen Liasmulde am Piz Mezzaun.

Die Triasmasse, die die untere Synklinale überlagert, ist im grossen und ganzen eine Antiklinale, was auch aus dem Auftreten des Muschelkalkdolomits in der *Val Malatt* hervorgeht. Den tektonischen Aufbau grösserer Dolomitmassen mit einiger Sicherheit klarzulegen, fehlt mir bis heute die Handhabe. Die mächtig angeschwollenen Dolomite werden nach Westen zu immer schmäler, um nördlich von *Champesch* unter den Alluvionen des Inns zu verschwinden, nach Osten dagegen keilen sie sogar völlig aus. An der oberen Synklinale nehmen Kössener, Lias und Oberjura teil. Rote Aptychenmergel des „unteren“ und die weissen Aptychenkalke des „oberen Horizontes“ treten am Ostgrat des *Piz Mezzaun* hervor (vgl. Profil II). Besondere Unregelmässigkeiten weist die obere Mulde am Eingang in die *Val Lavirum* auf; sie scheint hier durch eine Aufwölbung von Dolomit und Rauhwacke nochmals in zwei Synklinalen geteilt. Eine ähnliche Zerteilung in mehrere Synklinalen wird auch am nordöstlichen Ende der oberen Synklinale zwischen *Arpiglia und Vaüglia* bemerkbar. Hier sind in die kristallinen Gesteine des Kammes drei sedimentäre Synklinalen eingekeilt (vgl. Profil VI). Vom *Punkt 2746* bis nach *Val Vaüglia* hinunter scheinen ebenfalls in den kristallinen Schiefern noch Reste von Sedimentärmulden zu stecken, doch wurden sie auf der Karte nicht alle ausgezeichnet, weil es an einigen Stellen zweifelhaft war, ob man es mit anstehendem Gestein zu tun hätte.

Der über der oberen Synklinale folgende Mittelschenkel ist auf der rechten Seite der *Val Chamuera* und hinüber nach *Arpiglia* ziemlich vollständig erhalten. An andern Stellen, so besonders auf der linken Seite der *Val Chamuera*, finden sich nur noch vereinzelte Reste von Dolomit, Rauhwacke oder Verrucano. Die kristallinen Gesteine darüber bilden keine einheitliche, geschlossene Ueberschiebungsmasse, sondern tragen selber wieder mesozoische Einfaltungen wie am *Corn* bis in die *Val Lavirum* hinunter, und am *Munt Müsella*. In der *Val Burdum* folgen sogar zwei derartige schmale Synklinalen dicht hintereinander, von denen die nördliche die schon früher erwähnte, rings von kristallinen Gesteinen umschlossene Verrucanolinse ist. Regelmässig muldenförmigen Bau zeigt die Synklinale am *Munt Müsella*, die sich als schmaler Keil noch tief hinab am Talgehänge des *Engadins* verfolgen lässt.

Noch sei darauf aufmerksam gemacht, dass sich die Axe der Liassynklinale des Piz Mezzaungipfels von *Chamepesch* im Engadin bis über *Alp Arpiglia* um etwa 800 m hebt, eine Erscheinung, die angesichts der unregelmässigen Aufstauung mancher Gebietsteile nichts Auffälliges hat.

V. Die Masse des Piz Vaüglia.

(Profil II und VII Taf. V.)

Inmitten des untersuchten Gebietes haben wir im Bereich des *Piz Vaüglia* und des *Piz Casanella* eine kristalline Masse vor uns,

---

Mezzaun vermute ich im Gebiet des *Piz Padella bei Samaden*. Es ist mir nicht gelungen, mir ein Bild zu machen, wie sich BÖSE „die Abzweigung der grossen Engadiner Spalte“ vorstellt, da doch bei *Campovasto* zu beiden Seiten des Baches kristalline Trümmergesteine anstehen. Auch davon, dass die Kössener zum Teil im Streichen des Hauptdolomits liegen sollen, konnte ich mich nicht überzeugen.

in deren Zentrum auch ein kleiner Granitstock hervortritt und die nach allen Seiten in steiler, nur nach Westen zu in weniger geneigter Fläche über die rings um sie herum ausbiegenden Sedimentärsynklinalen heraufgeschoben ist. Es lässt sich nicht leugnen, dass eine derartig kuppel- bzw. sogar pilzartige Auffaltung sehr weit abweicht vom Typus eines normalen Kettengebirges. Doch hat die Erklärung einer solchen Erscheinung unter der einzigen Voraussetzung allseitiger tangentieller Spannung keine Schwierigkeit. Aber auch der Annahme allseitigen tangentiellen Druckes an manchen Stellen des Gebirges scheint mir im Hinblick auf die doch äusserst komplexe Erscheinung der gesamten Alpenfaltung nichts im Wege zu stehen. Der erste Blick auf die Karte könnte vielleicht zu der Annahme verleiten, diese ganzen kristallinen Massen als eine ortsfremde, schwimmende Ueberschiebungsscholle aufzufassen. Doch begegnet diese Vorstellung noch weit grösseren Schwierigkeiten, als die von der lokalen Auffaltung der kristallinen Gesteine aus dem Untergrund. Zunächst müsste man von der Auflagerungsfläche einer derartigen Deckscholle erwarten, dass sie annähernd eine Ebene wäre. Das Gegenteil ist der Fall. Eine weit grössere Schwierigkeit aber ist die folgende: Es lässt sich gar nicht angeben, wo man die Ueberschiebungsfläche anzunehmen hätte. Denkt man sie sich, um einen Punkt im Westen ins Auge zu fassen, unmittelbar über der Triasfelsmauer der rechten *Camogasker* Talseite, so bleibt das Auftreten eben dieser Trias, bleibt insbesondere die parallel verlaufende, obere Synklinale am *Corn* völlig unverständlich. Denkt man sich nun aber die Ueberschiebungsfläche der angenommenen kristallinen Deckscholle über der Synklinale am *Corn*, so hat man zur Erklärung der unteren Ueberschiebung kristalliner Gesteine doch wieder die Vorstellung einer nach allen Seiten nach auswärts übergelegten Auffaltung nötig, womit die Vorstellung einer Deckscholle überhaupt überflüssig wird. Aehnliche Betrachtungen ergeben sich, wenn man die Verhältnisse der hintersten *Val Casana* ins Auge fasst.

Die Hauptmasse der kristallinen Gesteine sind Gneisse und Glimmerschiefer, an einigen Stellen von Diabasporphyriten durchsetzt. Am *Piz Vaüglia* setzt ein kleines Granitmassiv auf, in dessen Nachbarschaft der schon erwähnte, granatführende Glimmerschiefer sich findet. Im Norden und Osten sind noch die Reste mehrerer Sedimentärsynklinalen zu erwähnen, die als Fortsetzung der Synklinalen des *Piz Mezzaun* gelten können. In der *Val Vaüglia* finden sich zwei solcher eingekeilten Sedimentärschollen. Zwischen *Val Vaüglia* und *Val Casanella* ist eine Sedimentäreinfaltung mit einem grösseren Gipslager verknüpft, doch konnte ich über den Bau der vielleicht doppelten Synklinale zu keiner

Klarheit gelangen. Eine zweite, ganz schmale Synklinale lässt sich etwas höher über denselben Kamm hinweg bis in die *Val Casanella* hinunter in einzelnen Fetzen verfolgen. Eine weitere, ganz schmale Synklinale beginnt an der linken Seite der *Val Casana* gegenüber der Alp Casana und streicht meridional auf den *Grenzpunkt 2918.* Auch auf der rechten Talseite der *Val Casana* sieht man noch verschiedene Reste verquetschter Sedimentmulden zwischen den kristallinen Gesteinen des Grenzkammes. Eine weitere Trias-Liassynklinale setzt die westliche Felswand in der hinteren *Val Casana* zusammen und ist von Westen her in steiler Fläche von den kristallinen Gesteinen des *Piz Casanella* überschoben. Am *Punkt 2918* bilden die eingezwängten Sedimentärschollen mit den, mit ihnen verfalteten und über sie hinübergeschobenen kristallinen Schiefern ein solches Durcheinander, dass es mir insbesondere auch wegen weitgehender Schuttüberdeckung unmöglich war, ein klares Bild der Tektonik zu gewinnen. Immerhin lässt sich auch hier soviel sagen, dass intensiver, lokaler Zusammenschub noch die einfachste Erklärung ist für die hier herrschenden, verwickelten Verhältnisse[1].

VI. Valle Federia.

(Profil II, IX, X und XVI Taf. V und VI.)

Auch hier das uns schon bekannte typische Bild: schmale Synklinalen mesozoischer Gesteine zwischen kristalline Gesteine eingeklemmt. Die Mulden streichen grösstenteils Ostnordost, so dass man in der Gegend von *Livigno* ein deutliches Zusammenschliessen dieser Falten mit den unter I beschriebenen Synklinalen der *Val Trupchum* bemerkt.

Die Fortsetzung der Sedimentärbildungen am *Punkt 2918* bildet die grössere Einfaltung mesozoischer Gesteine in der *Valle l'Everone,* die an sich wieder aus mehreren, nebeneinander gereihten Synklinalen besteht, wie man aus der mehrmaligen Wiederholung eines Rhät- bzw. Liasstreifens erkennt, worauf schon Böse (1896 S. 593) aufmerksam gemacht hat (vgl. Profil XVI).

Ein weiterer Sedimentärzug lässt sich von der Westseite des *Casanapasses* bis *Rino Toscie* verfolgen. Es ist dies eine noch ziemlich wohl erhaltene Synklinale von Verrucano und Dolomit der unteren Trias, die nach Süden einfällt und von Norden her überschoben ist von der kristallinen Unterlage der Liassynklinalen der *Val Trupchum.*

Ein längerer, schmaler Verrucanozug auf der rechten Seite der *Valle Federia,* sowie einige weitere Sedimentschollen in der unteren Valle Federia sind als Reste ähnlicher, nur noch stärker ausgequetschter Synklinalen zu deuten.

Dislokationsbreccien.

Erst neuerdings wendet sich das Interesse der in den Alpen arbeitenden Geologen mehr dem Auftreten von Dislokationsbreccien zu. Besonders bemerkenswert in dieser Hinsicht sind die Ausführungen WÄHNERS (1903 S. 146) über diesen Punkt. In überzeugender Weise hat WÄHNER dargelegt, dass eine Breccie im unteren Lias, von der alle bisherigen Beobachter angenommen hatten, sie sei „zur Zeit des Beginnes der Ablagerung der roten Liaskalke entstanden“, nichts anderes als eine Reibungsbreccie ist. Auch im Gebiet des *Oberengadins* findet man an manchen Stellen eine Breccie aus Hauptdolomit und rotem Liaskalk. Doch fand ich dieses Gestein im untersuchten Gebiet nur an Stellen so starker Dislokationen, dass ich nicht im stande bin zu entscheiden, was bei dem heutigen Zustand des Gesteins auf Rechnung ursprünglicher Ablagerung, was auf Rechnung nachträglicher Durchknetung zu setzen ist.

---

[1] Auch hier, in der unmittelbaren Umgebung des Punktes 2918, gibt die Karte nur ein allgemeines Bild der Verbreitung der wichtigsten Formationsglieder, ohne alle Einzelheiten darzustellen.

Sicheres vermag ich über einige andere Breccien auszusagen. Es seien deshalb hier zunächst drei verschiedene Breccien von der *Ostseite des Murtiröl* beschrieben, über deren echte Reibungsbrecciennatur, wie mir scheinen will, kein Zweifel mehr bestehen kann. Steigt man von *Punt Vals* den Alpweg nach *Vaüglia sura* hinauf, so findet man rote jurassische Aptychenmergel, ein wenig höher rote Globigerinenmergel und noch weiter, abseits vom Weg, in der *Val Furca*, graue Liasschiefer. Diese mesozoischen Gesteine werden nach Süden zu, wie eine genauere Begehung der Gegend lehrt, durch eine steil nach Süden einfallende Ueberschiebungsfläche abgeschnitten, längs der Verrucano und kristalline Schiefer in tektonisch anormalen Kontakt treten mit den eben erwähnten mesozoischen Sedimenten. In allen drei Gesteinen sieht man in der scheinbar wenig veränderten Grundmasse faustgrosse, bis mikroskopisch kleine, eckige, teilweise kantengerundete Fragmente kristalliner, gneissartiger Gesteine. An dem Liasgestein sieht man auf der angeschliffenen Fläche, wie die braune, mergelige Masse mit einer Art Fluidalstruktur um die grossen, kristallinen Brocken herumgepresst ist. Während die Gestalt einzelner der fremden Einschlüsse die Annahme eines wenn auch nicht sehr weiten Transportes nicht ausschliesst, zeigen andere Fragmente zweifellos autimorphe Gestalt (vgl. MILCH 1896 S. 19). So ist z. B. der Querschnitt eines kristallinen Bruchstücks in den Globigerinenschiefern beiläufig ein unregelmässiges Viereck; von der einen Ecke aus aber setzt sich eine ganz dünne feine Lamelle fort, die zweifellos bei normaler Sedimentation oder bei irgend welchem freien Transport abgebrochen wäre. An andern Stellen sieht man feine, losgetrennte Splitter noch in unmittelbarer Nähe des Mutterstücks liegen. Die Grundmasse ist scheinbar ziemlich unverändert, was uns bei der dichten, homogenen, mergeligen Beschaffenheit des Gesteins freilich nicht auffällig erscheinen darf (vgl. WÄHNER 1903 S. 154). Unter dem Mikroskop tritt die starke mechanische Beeinflussung durch die Gebirgsbewegung aber doch sofort hervor. Selbst die kleinen Globigerinen sind vielfach zerbrochen, die Aptychen der Aptychenmergel sind oft vollständig zertrümmert, zum Teil ist ihre grobzellige Mittelschicht ganz in stäbchenartige Bruchstücke aufgelöst.

Es kann also keinem Zweifel unterliegen, dass diese Gesteine eine sehr starke mechanische Beeinflussung nachträglich erlitten haben. Doch bin ich mir wohl bewusst, dass damit noch nicht erwiesen ist, dass die kristallinen Fragmente gerade bei diesem Vorgang in das Gestein hineingelangt sind. Dies scheint mir vielmehr ziemlich einwandfrei erst aus folgendem hervorzugehen:

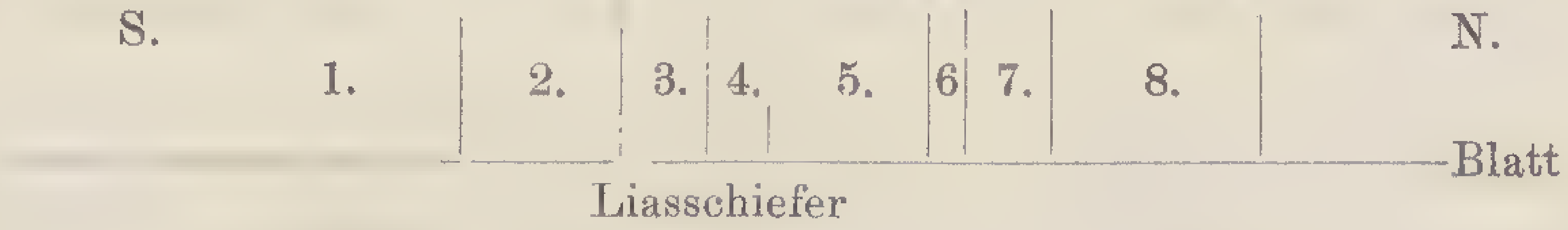
Ein zufälliger Transport durch Eis oder grosse Tiere, also eine Verfrachtung in die hohe See hinaus, liegt ausserhalb der Diskussion, wenn man die Häufigkeit der kristallinen Fragmente und ihr Auftreten in drei verschiedenen geologischen Horizonten in Betracht zieht. Es bliebe nur noch die Annahme einer küstennahen Bildung dieser Breccien. Dagegen ist aber geltend zu machen: Der ganze Gesteinscharakter der Aptychen- und der Globigerinenmergel, um nur von den durch Fossilien charakterisierten Ablagerungen zu reden, ist völlig der gleiche, wie der der gleichen Schichtglieder an andern Punkten des Gebietes, nur sind hier an der *Ostseite des Murtiröl* noch kristalline Brocken darin eingebettet. Eine so unveränderte Gleichförmigkeit der roten Meeressedimente aber bis in die Brandungszone hinein annehmen zu wollen, scheint mir durchaus nicht zulässig, um so mehr als dieser höchst auffällige Vorgang sich zu zwei ganz verschiedenen Zeiten an derselben Stelle müsste wiederholt haben. Dass endlich der Kontakt mit den kristallinen Gesteinen ein nachträglich anormaler, rein tektonischer ist, geht aus dem ganzen, höchst verwickelten Bau des Berges *Murtiröl* hervor, der unten noch näher besprochen werden soll.

Breccien von etwas anderem Charakter treten — ebenfalls auf der *Ostseite des Berges Murtiröl,* aber näher dem Gipfel — hervor. Sie bestehen aus eckigen Bruchstücken von Dolomit von sehr wechselnder (mikroskopischer bis Haus-) Grösse, ferner aus rotem, tonigsandigem Material, sowie aus zahlreichen Quarz- und roten Quarzitgeröllen. Die Heimat der roten färbenden Substanz kann nicht zweifelhaft sein, denn wir finden Uebergänge in echten Verrucano, aus dem sie offenbar stammt. Statt des Verrucano finden wir auch mitunter Bruchstücke kristalliner Schiefer. Die Dolomite sind die gewöhnlichen Triasdolomite. Dieser normalen Zusammensetzung entsprechend brausen die Breccien, mit verdünnter Salzsäure betupft, nicht auf. Betrachten wir die Breccien als sedimentären Ursprungs und fragen wir nach ihrem Alter, so besteht ebenfalls hier auf der *Ostseite des Murtiröl* ein unmerklicher Uebergang in Breccien, die auch zweifellos rhätische und liasische Kalke enthalten. Wir könnten also nicht umhin, für die gesamte Breccienmasse ein mindestens liasisches Alter anzunehmen.

Dünnschliff und Handstück vermögen auch hier über die Natur der Breccie keine sichere Entscheidung zu geben. Sie lehren nur ebenfalls wieder eine enorme, mechanische Beeinflussung des Gesteins, ohne dass erwiesen ist, dass eine ursprünglich sedimentäre Breccie unter der Wirkung gebirgsbildender Vorgänge nicht auch ein ähnliches Aussehen annehmen kann. Die Mehrzahl der Komponenten sind zweifellos autimorphe Bruchstücke. Selbst die dem Verrucano entnommenen Quarzgerölle sind vielfach zerborsten und häufig bilden ihre Bruchstücke oder auch die Bruchstücke eines Dolomitkomponenten eine im ersten Fall auch noch optisch gleich orientierte, mehr oder weniger zusammenhängende Gruppe (vgl. Milch 1896 S. 17, Wähner 1903 S. 149).

Dass wir es aber hier nicht nur mit einer stark veränderten Sedimentärbreccie, sondern tatsächlich mit mächtig entwickelter Dislokationsbreccie zu tun haben, dürfen wir, wie mir scheint, aus der Art der Lagerungsverhältnisse mit einiger Sicherheit folgern. Wir haben am *Berg Murtiröl*, wie aus der Karte (Tafel VI) und Profil V (S. 216) und Profil VI (Tafel VI) ersichtlich ist, eine Reihe nach Norden übergelegter, dicht gedrängter Falten. Ueber der untersten Schiefersynklinale, die nördlich um den ganzen Berg herumzieht, haben wir, darüber geschoben, eine in sich nochmals sekundär verdoppelte Antiklinale. Darüber lässt sich noch deutlich eine obere Schiefersynklinale quer über den ganzen Berg hinweg verfolgen, die aber schon in sich wieder durch eine schmale, ausgequetschte Antiklinale von Dolomit und kristallinen Schiefern geteilt ist. Geht man von diesem Schieferband, dem auch die fossilreichen Aptychenschiefer wenig südlich vom Murtirölsignal angehören, noch weiter nach Süden, so werden die Verhältnisse noch weit komplizierter. Die besten Aufschlüsse trifft man auf der Ostseite des Berges. Von der Ferne fallen zwei oststreichende rote Rippen von Verrucano auf, die man als Reste zweier Antiklinalen auffassen kann. Zwischen und südlich von ihnen erkennt man von der Ferne synklinal hellen Dolomit. Prüft man nun das Anstehende, so findet man statt des Dolomits der Synklinalen die eben besprochene Breccie, die zum Teil auch Komponenten von Liaskalk enthält, an vielen andern Stellen aber völlig unmerklich in echten Verrucano übergeht. An einer Stelle sieht man folgendes: Der südliche der beiden eben erwähnten Verrucanozüge, von beiden Seiten von Verrucano-Dolomitbreccie eingefasst, die noch weiter nach aussen in den gewöhnlichen Triasdolomit übergeht, setzt an einer Stelle ein Stück weit im Streichen aus, so zwar, dass statt seiner nur noch eine rote Dolomit-Verrucanobreccienmasse erscheint. Dies alles sind Verhältnisse, die sogar zu fordern sind, sobald wir die Breccie für eine Dislokationsbreccie ansehen, die dagegen mechanisch fast unerklärlich sind, wenn wir in ihr ein Liassediment vor uns haben. An der durch ein Fossilfundpunktszeichen hervorgehobenen Stelle auf der *Ostseite des Murtiröl* endigt ein Verrucanostreifen spornartig zwischen Dolomit. Ich denke mir den Verrucano hier als kleine lokale Auffaltung und Einpressung in dem Triasdolomit. Bevor der Verrucanostreifen jedoch auskeilt, löst er sich in eine 10 m mächtige Breccienmasse auf, die in der Hauptsache noch aus Verrucanomaterial besteht, aber in ihrer ganzen Breite durchspickt ist von mechanisch hineingekneteten Dolomitbrocken.

Noch sei auf eine Stelle aufmerksam gemacht, wo, wie mir scheinen will, jeder Besucher des *Murtiröl* den Eindruck gewinnen wird, dass zum mindesten ein Teil der hier auftretenden Breccien echte Dislokationsbreccien sind. Die Stelle liegt wenig östlich vom *Signal auf dem Murtiröl*, ungefähr bei der 3 der trigonometrischen Höhenzahl 2634. Hier stossen an einer kleinen Blattverschiebung junge Schiefer (Lias, vielleicht stecken gerade hier auch noch jüngere Schiefer mit darunter) von Osten her gegen folgendes kleine Detailprofil:



1. Dolomit	
2. Verrucano-Dolomitbreccie	ca. 6 m
3. Verrucano	„ 3 „
4. Verrucano-Dolomitbreccie	„ 2 „
5. Verrucano	„ 6 „
6. Schutt	„ 1 „
7. Verrucano-Dolomitbreccie	„ 3 „
8. Dolomit	„ 8 „

Man setze an die Stelle von Verrucano-Dolomitbreccie Liasbreccie, um zu erkennen, welche fast undenkbare Komplikation dadurch zu stande kommt.

Bemerkenswert ist noch der Umstand, dass diese mächtige Entwicklung von Dislokationsbreccie in ein Gebiet fällt von nachweislich ausserordentlicher tektonischer Komplikation. Selbstverständlich ist es ausgeschlossen, sich ein bis in alle Einzelheiten klares Bild zu machen, wie derartig verworrene Lagerungsverhältnisse entstanden sind[1].

Bedeutungsvoll für die Frage nach der Entstehung von Dislokationsbreccien scheint mir noch folgende Beobachtung: es wurde schon erwähnt, dass über die untere, nördliche Schiefersynklinale am *Murtiröl* Dolomit von Süden her heraufgeschoben ist. Unter der Ueberschiebung findet man oberhalb *God Drosa* Reste von Tithon mit Aptychen und von „couches rouges“. Unter der Dolomitüberschiebung sind die Sedimente wirr ineinander gepresst, wobei ich folgende merkwürdige Lagerungsverhältnisse beobachten konnte: Man hat an einer Stelle rote Globigerinenschiefer der oberen Kreide etwa 15 m mächtig aufgeschlossen und darüber die Dolomitüberschiebung. Mitten in dem roten Schiefer findet man nun 10 m unterhalb der Ueberschiebungsfläche mit einemmal eine nach beiden Seiten auskeilende Linse von Dolomitbrocken bis zu Kopfgrösse in rote Globigerinenmergel eingebettet. Ich zweifle nicht, dass der Dolomit mechanisch eingepresst ist, und zwar auf einer sekundären, in den Globigerinenschiefern selber verlaufenden Verschiebungsfläche. Ganz ebenso findet man in der *Val Furca* kristalline Brocken bis herunter zu einzelnen grossen Glimmerblättern bis 10 m weit von der kristallinen Ueberschiebung entfernt in die Algäuschiefer hineingeknetet und verfrachtet.

Es seien hier noch einige, vorwiegend aus kristallinem Material bestehende Breccien erwähnt, die in der Umgegend des *Murtirölgipfels* in den Liasschiefern stecken, ohne dass es bisher gelungen wäre, das Anstehende unter der weitgehenden Schuttbedeckung zu verfolgen. Welcher Natur diese Breccien sind, vermag ich bis jetzt nicht zu entscheiden. Sollten sie einer weiteren tektonischen Komplikation ihre Entstehung verdanken, so dürfte uns das insofern nicht überraschen, als im gleichen Schieferzug auf der *Ostseite des Murtiröl* an mehreren Stellen scheinbar ganz unvermittelt kristalline Fetzen und Schollen bis zu Hausgrösse darin stecken.

---

[1] Noch viel weniger ist die Darstellung aller Einzelheiten auf einer Karte im Massstab 1 : 50 000 möglich. Die Karte (Tafel X) gibt deshalb an dieser Stelle, vom *Murtirölsignal* bis nach *Vaüglia sura* hin nur den Verlauf der Hauptverrucanozüge, während der dazwischen eingezeichnete Dolomit eine grosse Breccienmasse darstellt, die allerdings in der Hauptsache aus Dolomit besteht. Umgekehrt ist der auf der *Westseite* des Berges in der Nähe des Gipfels innerhalb der oberen Dolomitmasse eingezeichnete Verrucanostreifen nur eine offenbar an Stelle einer Verrucanoauffaltung übrig gebliebene Breccie von etwas Dolomit und sehr viel Verrucanomaterial.

Ich glaube also, um es nochmals zusammenzufassen, es wahrscheinlich gemacht zu haben, dass mindestens ein Teil der groben bis ziemlich feinkörnigen Breccien am *Murtiröl* als Reibungsbreccien zu deuten sind. Ich halte dies Ergebnis für eines der wichtigeren, die meine Untersuchungen gezeitigt haben.

Zusammenfassendes über die Tektonik[1].

Es sei zum Schluss der Versuch gemacht, mit einigen Worten ein Gesamtbild der Tektonik des untersuchten Gebietes zu entwerfen, wie ich es bei möglichst unbefangener Bewertung aller im Feld gemachten Beobachtungen gewonnen habe:

Das Gebiet zwischen *Albulapass* und *Livigno* ist unter der Wirkung enormer, tangentialer Druckkräfte in zahlreiche dicht gedrängte Falten gelegt worden. Die Falten streichen durchaus nicht parallel, sondern unter allerhand Biegungen, doch ist die bevorzugte Richtung die Ostwestrichtung. Einzelne Teile sind höher emporgefaltet, im Norden die *Keschmasse*, im Süden das *Vadretmassiv*, im Mittelpunkt des Gebietes die Masse des *Piz Vaüglia*. Diese höher gehobenen kristallinen Massen sehen wir durchgängig oben nach aussen übergelegt und über die, merkwürdig gewunden zwischen ihnen verlaufenden Synklinalen hinübergeschoben. Die Synklinalen sind seitlich sehr stark zusammengepresst und wie die meisten Antiklinalen des Gebietes isoklinal gebaut. Das Fallen ist meist steil (45° und mehr) und ist bald nach Süden, bald, nämlich in einem breiten Zug längs des ganzen Nordrands des Kartenblattes, nach Norden gerichtet. Auch alle Ueberschiebungsflächen mit Ausnahme der am Gipfel des *Piz Mezzaun* sind steil geneigt. Allenthalben begegnet uns die weitgehendste Ausquetschung ganzer Schichtkomplexe. Die jungen (Lias-) Schiefermassen sind in sich in zahllose kleine Falten gelegt (vgl. Ansicht Fig. Me), die vielfach in Faltenverwerfungen übergehen. Mitunter — besonders am *Murtiröl bei Scanfs* — sind auch ältere Schichtglieder, Trias und Verrucano, in diese intensive Ineinanderfaltung im kleinen mit einbezogen, wobei es aber nicht zur Ausbildung regelmässiger Falten, sondern zu einer Zerlegung in zahlreiche wirr gelagerte kleine Schollen und Schichtpakete kam und zur Bildung ausgedehnter Reibungsbreccien. Für den lokalen Charakter der Faltung scheint mir u. a. am meisten beweisend das Gebirgsstück zwischen *Albulapass* und *Madulein*, wo wir eine Reihe dicht gedrängter, nahezu saigerer Falten verfolgen können und dann vor allem das *rechte Talgehänge der Val Trupchum*. Hier sehen wir eine völlig regelmässige nach Norden einfallende isoklinale Synklinale, gebaut nach dem Schema: oben 1 2 3 4 5 6 5 4 3 2 unten, worin 1 bedeutet Triasdolomit, 2 Liasschiefer, 3 grüne Radiolarite, 4 rote Radiolarite und rote Aptychenkalke, 5 weisse Aptychenkalke und 6 rote Globigerinenschiefer (couches rouges).

---

[1] Während der Drucklegung dieser Arbeit ist die neuste Arbeit von E. SUESS „Über das Inntal bei Nauders“ erschienen (Sitz.-Ber. der k. Akad. der Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. Bd. CXIV Abt. I. Okt. 1905). Ueber das von mir untersuchte Gebiet entnehme ich ihr (S. 715) die Bemerkung über das Umbrailgebirge: „Die Tafel ist von untergeordneten Bewegungen durchzogen, die ausnahmsweise die Unterlage hervortreten lassen.“ Ich glaube durch meine Untersuchungen dargetan zu haben, dass die Bewegungen doch nicht so untergeordneter Natur sind, wie man nach den Angaben früherer Beobachter vermuten konnte. Die Frage, ob die Tafel in sich sehr stark gefaltet und verschoben ist, und die ich durch meine Arbeit bejaht glaube, scheint mir insofern von erheblicher Bedeutung, als ich mir nicht vorstellen kann, dass ein Gesteinskörper, dessen innere Festigkeit so gering ist, dass er sich in zahlreiche enge, vielfach ausgewalzte, mitunter kilometerweit horizontal übergebogene Falten gelegt hat, dass ein solcher Gesteinskörper sich vor oder während der lokalen Faltung und Zerstückelung als Ganzes und zwar als verhältnismässig dünne Decke sollte 50 oder 100 km weit über seine Unterlage haben hinüberschieben lassen.

Nachträgliche Brüche konnten, abgesehen von ganz kleinen Sprüngen, die das Gesamtbild aber so gut wie gar nicht beeinflussen, nicht festgestellt werden:

Ferner ergab sich keinerlei Anhalt für einen Aufbau des Gebirges aus flach übereinanderlagernden, aus Süden gekommenen Ueberschiebungsdecken. Sollte man geneigt sein, die *Keschmasse* als wurzellose Ueberschiebungsscholle zu deuten, so sei demgegenüber auf zwei Punkte aufmerksam gemacht: Erstens findet man zwischen Lias und dem kristallinen Gestein der Keschmasse allenthalben noch Dolomit oder Rauhwacke als Rest des Mittelschenkels, zweitens überlagern zwar die kristallinen Gesteine der Keschmasse im Westen des Gebiets die jungen Liasschiefer, weiter nach Nordosten zu aber bilden dieselben kristallinen Gesteine in der Gegend von *Cinuskel* die steil südfallende Unterlage der dort auflagernden Sedimente.

Wenn SCHILLER (1904 S. 43) bei der Besprechung der Ueberschiebung altkristalliner Massen in der Lischannagruppe vom Ueberschiebungsrand bemerkt: ‚Dann stellt er auf irgend eine Weise die Verbindung mit dem *Oberengadin* her', so fand ich für eine solche Verbindung keine Anhaltspunkte.

Es bleibt noch zu erörtern, inwieweit man sich das Gebiet vor der Faltung von Brüchen in einzelne, vertikal gegeneinander verschobene Schollen zerlegt vorzustellen hat, und inwieweit so die auftretenden Ueberschiebungen nur überschobene Brüche darstellen. Diese Frage lässt sich vielfach durchaus nicht ohne weiteres entscheiden. Wo wir aber eine derartige Verkeilung von Sedimentär- und Grundgebirge antreffen, wie sie Baltzer (1880) vom Nordrand des Finsteraarmassivs beschrieben hat, wo überhaupt mehrere Ueberschiebungen dicht gedrängt übereinander folgen, wo wir am Ueberschiebungsrand nicht das Aelteste auf dem Jüngsten liegend finden, sondern immer noch zwischen beiden Reste von Sedimenten mittleren Alters, wo wir, mit andern Worten, noch Reste eines Mittelschenkels finden, oder wo uns gar noch deutlich muldenförmiger Bau der jüngeren Schichtglieder entgegentritt, überall da kommen wir mit der Vorstellung überschobener Brüche nicht aus, sondern werden darauf hingewiesen, die Ueberschiebungen als Faltenverwerfungen zu deuten. All dies begegnet uns aber in dem untersuchten Gebiet auf Schritt und Tritt.

Für die Annahme zweier nach Zeit und Richtung der Druckkräfte getrennter Alpenfaltungen haben meine Untersuchungen keinen Anhalt gegeben. Wohl begegnen wir vielfach einem Wechsel der Streichrichtung, aber doch nicht einem übereinander gelagerten, doppelten System von Falten, was allein uns zur Annahme einer zweifachen Alpenfaltung berechtigte.

Der verwickelte Bau des untersuchten Gebirgsteils lässt sich nach den Ergebnissen dieser Arbeit nur unter der Annahme erklären, dass das Gebiet als Ganzes einen sehr starken, wohl lang anhaltenden seitlichen Zusammenschub erlitten hat. Dass einzelne Teile des Gebietes Reste verschiedener, von Süden gekommener Ueberschiebungsdecken wären, wird in Abrede gestellt. Ob das ganze Gebiet einer wurzelfremden Ueberschiebungsmasse angehört oder nicht, dafür fanden sich innerhalb des Untersuchungsbereichs keine entscheidenden Anhaltspunkte.

Bemerkungen zu den Profilen.

Die auf den Profilen mit gestrichelten Linien angedeuteten Sättel und Mulden sind nicht so aufzufassen, als wäre an solchen Stellen ein regelmässiges C-förmiges Umbiegen aller Gesteinsglieder zu denken, wie es tatsächlich nur selten (z. B. in Profil XIII, S. 216.) beobachtet wird; vielmehr geben diese Linien vielfach nur an, wie ich mir die frühere Verbindung der einzelnen Sedimentkeile und -reste vorstelle. Bei der Intensität des gebirgsbildenden Prozesses ist die ursprüngliche, regelmässige Faltenbildung an vielen Stellen in völlige Zerlegung in einzelne Fetzen und Schollen und Ineinanderschiebung dieser Schollen übergegangen.

Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon.

Von

Wilfried von Seidlitz.

Mit 5 Tafeln und 20 Zeichnungen im Texte.

Nachdem in den Jahren 1899—1901 und 1902 von LORENZ im südlichen Rätikon und von HOEK im Plessurgebirge um *Arosa* (1903) wichtige Stücke der Bündner Aufbruchszone untersucht worden waren, galt es die vorgefundenen, neuen und eigenartigen Verhältnisse auch in dem dazwischenliegenden Gebiete, fürs erste zwischen *Lünersee* (*Cavelljoch*) und *Klosters*, zu verfolgen. Ich bin meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor STEINMANN, zu grossem Dank verpflichtet, dass er mir die Anregung zur Bearbeitung dieses Gebietes gab. Bei der Vielseitigkeit und weittragenden Bedeutung der Fragen, die sich dem Beobachter in diesem Gebiete aufdrängen, war es jedoch unmöglich, zu einem abschliessenden Ergebnis zu gelangen. Dazu kam, dass ich durch verschiedene, im tektonischen Teil erörterte Gründe veranlasst wurde, die den Untersuchungen zu Grund gelegten allgemeinen Anschauungen über den Bau des Gebirges fallen zu lassen zu Gunsten einer Auffassung, deren berechtigten Wert, für das zu behandelnde Gebiet wenigstens, ich nachzuweisen versuchen will. Die zu diesem Zeitpunkt schon druckfertige Arbeit musste daraufhin einer durchgreifenden Umarbeitung unterzogen werden, der ich aber nur die Aufnahmen des letzten Sommers (1905) zu Grunde legen konnte. Es ergibt sich daraus, dass diese Arbeit zum Teil den Charakter einer vorläufigen Mitteilung trägt, der einzelne Ergänzungen (hauptsächlich die Karte) nachfolgen werden, da besonders die Aufteilung und Charakterisierung der einzelnen Zonen noch nicht als abgeschlossen gelten kann.

Angefertigt wurde die Arbeit in den Sommern 1903, 1904 und 1905. Die Grundlage bot eine Kartierung des ganzen Gebietes im Massstab 1 : 25 000 und eines Teiles (*Tilisuna*) im Massstab 1 : 10 000. Auf eine Veröffentlichung dieser Kartenaufnahme soll noch so lange gewartet werden, bis auch noch das fehlende Stück zwischen *Klosters* und *Langwies* (*Casanna*) fertiggestellt sein wird. Ganz besonders erleichtert wurde diese Aufnahme durch das vorzügliche Kartenmaterial, das mir zur Verfügung stand. Dem Entgegenkommen des eidgenössischen topographischen Bureaus verdanke ich sehr gelungene Vergrösserungen (1 : 10 000 und 1 : 25 000) nach Blättern des Siegfriedatlasses.

Als Stützpunkte für die Aufnahme dienten ausser den Talstationen *Klosters, St. Antönien* und *Schruns* die hochgelegenen Hütten des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins *Duglashütte, Lindauerhütte, Tilisunahütte* und die *Pension Sulzfluh* in *Partnun.* Den Sektionen „LINDAU" und „VORARLBERG" bin ich zu Dank verpflichtet für das Entgegenkommen, das sie mir als mehrwöchentlichem Hüttengaste zeigten.

Fertiggestellt wurde die Arbeit im Geologischen Institut der Universität zu Freiburg i. B., wo sich auch sämtliche Handstücke und Dünnschliffe befinden. Ich erfreute mich dort der freundlichen Unterstützung durch Herrn Professor Dr. G. STEINMANN, dem ich auch an dieser Stelle für die mir in weitgehendster Weise zu teil gewordene Anregung und Anleitung meinen herzlichsten Dank aussprechen möchte.

Bei der Untersuchung der Fauna der Sulzfluhkalke wurden mir bereitwilligst aus den Sammlungen in *Wien, München, Chur* und *Basel* die dort befindlichen Stücke zum Vergleich zur Verfügung gestellt. Den Herren Professor KOCH und Dr. VACEK in *Wien*, Professor ROTHPLETZ in *München,* Dr. TARNUZZER in *Chur* und Professor C. SCHMIDT in *Basel* spreche ich dafür meinen besten Dank aus.

Die Abbildungen wurden zum grössten Teil nach Photographien und Skizzen des Verfassers von Herrn Universitätszeichner R. Schilling angefertigt.

Geographisches und Historisches.

Am *Schlappiner Joch* zweigt sich von der zentralen *Silvrettagruppe* ein grösstenteils nordwestlich und westlich streichender Ausläufer ab: **„Der Rätikon"**[1], dessen natürliche Begrenzung durch die Talhänge der *Landquart,* der *Ill* und des *Rheins* gegeben ist.

In vorliegender Arbeit soll nur der östliche, dem *Silvrettamassiv* nächstbenachbarte und von diesem tektonisch am stärksten beeinflusste Teil behandelt werden. Im Westen zieht die Grenze des Gebietes über das *Cavelljoch* und am *Lünersee* vorbei, da sich dies aus dem augenfälligen Wechsel im geologischen Charakter der Gegend von selbst ergab, während im Osten der *Verkolmtobel* bei *Klosters* eine weitere Begrenzung vorschrieb; das Scharnier im *Landquarttal,* das Mittelstück zwischen *Rätikon* und *Casannagebirge,* konnte nicht mehr in den Rahmen der Arbeit einbezogen werden. Die nördliche und südliche Grenze wird durch das *Ill-* und *Landquarttal,* bzw. *Montafon* und *Prätigau* vorgezeichnet, doch wurde in der Hauptsache nur der Hauptkamm, *Madrisa—Scheienfluh—Sulzfluh—Drusenfluh—Kirchlispitzen* einer näheren Untersuchung unterzogen und die *Prätigauer* und *Montafoner* Nebenkämme des *Rätikons* nur insoweit berücksichtigt, als sie von wesentlichem Einfluss waren auf die Gestaltung des geologischen Bildes, das uns jetzt die *Rätikonkette* bietet.

Den Gebirgszügen zwischen *Ill* und *Landquart,* als dem Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen, gilt schon mehr als ein halbes Jahrhundert lang die gespannteste Aufmerksamkeit der deutschen, österreichischen, schweizer und seit neuester Zeit auch der französischen Geologen. Wie in so vielen anderen Teilen der Alpen war es aber auch hier erst möglich, durch systematische und exakte Kartierung, schwebende Fragen ihrer Lösung näher zu bringen, deren Erörterung vorher nur von hypothetischem Wert gewesen war.

---

[1] Ich schreibe Rätikon ohne h nach der in Graubünden neuerdings üblichen Schreibweise. Vgl. auch rätische Bahn, rätisches Volkshaus usw.

Die Anfänge geologischer Beobachtung im *Rätikon* reichen bis in die vierziger Jahre vorigen Jahrhunderts zurück, wo **A. R. Schmidt**[1] geologische Bemerkungen über *Vorarlberg* veröffentlichte. Ihm folgte zehn Jahre später **Arnold Escher von der Linth**[2], der zum ersten Male wichtige geologische Tatsachen feststellt, aber ebenso wie sein Landsmann **G. Theobald**[3] sich auf Festlegung des Tatsachenmaterials beschränkt, dieses höchstens in schematischer Weise in Zusammenhang zu bringen versucht, ohne über die Tragweite der einzelnen Erscheinungen Gedanken zu äussern. Und gerade darin liegt der Wert dieser Arbeiten, der nie hoch genug anerkannt werden kann; denn wo Angaben gemacht werden, die auf eigener Anschauung beruhen, kann man fast immer auf ihre Richtigkeit bauen, wenn auch die Deutung der einzelnen Funde im Laufe der Jahre gar manche Veränderung erfahren hat, und wie es bei der Deutung fossilarmer Schichten immer geht, noch oftmals erfahren wird.

Weitere wichtige Fortschritte in der geologischen Erforschung des *Rätikons* bezeichnen die Werke von:

1859—1862. **F. von Richthofen,** Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol (Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1859—1862).

1873. **E. von Mojsisowics,** Beiträge zur topischen Geologie der Alpen „der Rätikon“ (Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1873).

1877. **G. A. Koch,** Beiträge zur geologischen Aufnahme im Rätikon und Silvretta (Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1877).

1891. **Chr. Tarnuzzer,** Der geologische Bau des Rätikongebirges. Chur 1891 (Jahrbuch der Naturforschenden Gesellschaft für Graubünden).

1894. **G. A. Koch,** Die Gneissinseln und kristallinischen Gesteine zwischen Rells- und Gauertal im Rätikon (Verhandlungen der k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1894, No. 13).

1895—1897. **G. Steinmann,** Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündnerschiefer, 1895 und 1897 (Berichte der Naturforschenden Gesellschaft in Freiburg i. B., Bd. IX, X).

1899. **Chr. Tarnuzzer** und **A. Bodmer-Beder,** Neue Beiträge zur Geo-

---

[1] A. R. Schmidt, Vorarlberg, Innsbruck 1843.

[2] Escher von der Linth, Bemerkungen über Vorarlberg etc. Schweiz. Naturf. Ges. 1853.

[3] G. Theobald, Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. Geol. Beschr. von Graubünden 1864.

logie und Petrographie des östlichen Rhätikons. Chur 1899.
1900. **A. Rothpletz,** Geologische Alpenforschungen I. München 1900.
1902. **Th. Lorenz,** Untersuchungen auf dem Grenzgebiet zwischen ostalpiner und helvetischer Facies. II. Der südliche Rhätikon (Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B., Bd. XII, 1902).

Von anderen grundlegenden Anschauungen gingen französische und schweizer Forscher aus. Den Gebirgsbau des *Rätikons* ziehen hauptsächlich folgende Arbeiten in den Rahmen ihrer Betrachtung.

1884. **M. Bertrand,** Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin huillier du Nord (Bull. Soc. Geol. de France Ser. III Tome XII S. 328).
1893. **H. Schardt,** Sur l'origine des Préalpes Romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn). — Arch. Sc. phys. et nat. Genève 30, No. 12, 1893.
1898. **H. Schardt,** Les Regions exotiques du Versant nord des Alpes suisses etc. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 34, 113—219, 1898).
1901. **M. Lugeon,** Les grandes nappes de Recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse (Bull. Soc. Geol. France IV, 1 S. 799).
1904. **P. Termier,** Les nappes des Alpes occidentales et la synthèse des Alpes (Bull. Soc. Geol. France IV, 3 S. 711).

Vorliegende Untersuchung schliesst sich in stratigraphischer Beziehung direkt an die Arbeiten von LORENZ am *Fläschenberg* und im *südlichen Rätikon* einerseits und von HOEK im *Plessurgebirge*[1] anderseits an. Sie hat sich zur Aufgabe gemacht, die Resultate dieser Forschungen auch im *östlichen Rätikon* zu verfolgen, und will versuchen, durch Beibringung neuen Materiales die in diesem Gebiete einer Beantwortung harrenden Fragen um ein Weniges ihrer Lösung näher zu bringen. Scheint dieses Ziel vorerst auch noch nicht völlig erreicht, da eine geologische Karte fehlt, die aber, wie ich hoffe, in absehbarer Zeit nachfolgen wird, so muss doch nochmals betont werden, dass sich alle folgenden Angaben auf eine Aufnahme im Massstab 1 : 25 000 und teilweise 1 : 10 000 (*Umgebung der Tilisunahütte* Figur 7) gründen.

Schichtenfolge.

Die sichere Abgrenzung einzelner, wenn auch petrographisch noch so verschiedener Schichten, denen fast völliger Fossilmangel das bezeichnende Gepräge verleiht, stösst hier, wie in vielen anderen Gebieten, die im Bereich der *„Bündner Schiefer"* liegen, auf sehr begreifliche Schwierigkeiten. Dazu kommt, dass die tektonischen Verhältnisse im östlichen Rätikon derart verwickelt sind, dass sie, mit geringer Ausnahme, nicht erlauben, in einem Profil eine annähernd normale Schichtenfolge zu erkennen. Es erscheint daher bei der Deutung aller fossilfreien Gesteine die grösste Vorsicht und Zurückhaltung geboten.

---

[1] H. HOEK, Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa (Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i. B. XIII, 1903).

Kristalline Schiefer.

Es liegt nicht in meiner Absicht, die kristallinen Gesteine der *Silvretta* in den Rahmen der Untersuchung mit einzubeziehen. Sie sollen nur so weit berücksichtigt werden, als Abzweigungen vom „Zentralmassiv“ einen wesentlichen Einfluss auf die Tektonik der sedimentären Gebirgszüge genommen haben.

Orographisch zum *Rätikon* gehörend, legen sich, einer Decke vergleichbar, kristalline Gesteine der *Silvretta* auf die Kalke, Schiefer und Breccien des *östlichen Rätikons*.

An dieser kristallinen Decke beteiligen sich hauptsächlich Hornblendegesteine — Hornblendeschiefer (Hornblendezoisitschiefer nach Bodmer-Beder) und Diorit (an den *Gafierbändern*) — Gneiss, weisslichgrau und rosa, oft in Augengneiss übergehend (besonders bei *Plasseggen* und oberhalb der *Gafierbänder* an der *Madrisa*), Glimmerschiefer (Muskowitgranatgneiss nach Bodmer-Beder), oft von grossen Mengen grösserer und kleinerer Granaten durchsetzt[1], und endlich ein stark gepresster Granit (bei *Plasseggen*)[2].

In der Hauptsache setzen sich die Gipfelkuppen des nordsüd streichenden Zuges des östlichen Rätikons — *Sarotlaspitze-Madrishorn* — aus Hornblendeschiefer zusammen, der zum Teil in dichten Hornblendefels übergeht (ein fast schwarzes Aggregat aus feinen Kristallnadeln), teils mit hellem Gneiss und Glimmerschiefer wechsellagert, oft so, dass die Uebergänge kaum wahrnehmbar sind.

Eine genaue kartographische Abgrenzung der einzelnen, durch mannigfache Uebergänge verbundenen kristallinen Schiefer wird nur schwer möglich sein. Im allgemeinen fällt es auf, dass die

---

[1] Auch der Hornblendeschiefer ist oft dicht mit Granaten durchsetzt, die sich dann an Uebergängen in den sericitischen Glimmerschiefer mehren.

[2] Ausserdem gehört hierher noch der Casannaschiefer (nach Bodmer-Beder Syenitische Sericitphyllit), dessen Deutung schon vielfachem Wechsel unterworfen war. Für vorliegende Untersuchungen ist er von unwesentlicher Bedeutung.

Gipfel der von kristallinen Kuppen gekrönten Berge (besonders auf der Strecke *Schollberg-Platinakopf*) in den unteren Teilen mehr aus Hornblendegestein, in den oberen mehr aus Gneiss und Glimmerschiefer (letzterer vorzugsweise in den Höhen über 2400 m) gebildet werden, dass aber keine regelmässige Lagerung, sondern oftmaliger Wechsel der Schichten vorliegt. Für letzteres spricht auch die weithin sichtbare Bänderung und Streifung dieser kristallinen Gipfelkuppen, die schon vielfach erwähnt worden ist.

Bei Betrachtung der vom *Silvrettamassiv* abgetrennten Schuppen muss scharf unterschieden werden zwischen den kristallinen Schuppen im *Vorarlbergischen* oberhalb der sedimentären „Aufbruchszone“ und den granitischen Ueberschiebungsapophysen im *Prätigau* und bei *Gargellen*, deren Bildung eine ähnliche zu sein scheint wie die des Granitzuges, der die *Mittagspitzenmulde* von *Plasseggen* bis zur *Madrisa*[1] begleitet.

Im *Vorarlbergischen* sind drei, zum Teil scharf getrennte kristalline Züge zu unterscheiden. Der erste streicht mit grossen, durch Erosion und Verschiebungen hervorgerufenen Unterbrechungen von der *Tilisunaalp* über den *Bilkengrat* nach der *Gaisspitz* und zum *Kessikopf*, vereinigt sich dort mit dem Dioritzuge des *Schwarzhorns*, um dann unter der Trias der *Zimbascholle*[2] unterzutauchen. Der zweite Zug beginnt gleichfalls an der *Tilusanaalp*, steht dort in naher Beziehung zu dem Granit von *Plasseggen* und zieht sich dann, immer südlich der *Mittagspitzenmulde* zum *Walseralpgrat* und zum *Hohen Mann;* sodann verschwindet er gleichfalls unter der *Zimbascholle.*

Zwischen diese beiden, vorwiegend aus Gneissen, Glimmer- und Hornblendeschiefern bestehenden Züge schiebt sich als dritter die Dioritzone des *Schwarzhorns*, die ihre offenbare Fortsetzung im

---

[1] Die Granite treten dort freilich nur in unscheinbaren Brocken zu Tage (ebenso wie am *Schollberg*), aber doch so, dass diese sonst im ganzen Gebirgszug oberhalb der Aufbruchszone nirgends auftretenden Gesteine nur mit dem Granit von *Plasseggen* in Zusammenhang gebracht werden können.

[2] Wieweit die Abgrenzung der einzelnen, von MOJSISOWICS gegliederten Schollen bei der veränderten Auffassung des Gebirgsbaues beibehalten werden kann, kann hier nicht erörtert werden. Deshalb soll einstweilen der alte Name *Zimbascholle* Verwendung finden.

Diorit des *Kessikopfs* findet, dort aber, wie alle andern kristallinen Gesteine, gegen *Westen* in die Tiefe sinkt.

An der Zusammensetzung dieser drei kristallinen Schuppen oder Züge beteiligen sich folgende Gesteine:

Gneiss, Hornblendeschiefer und Glimmerschiefer.

Hieraus setzen sich die beiden erstgenannten Schuppen auf der *vorarlbergischen* Seite des *Rätikons* hauptsächlich zusammen. Andere Gesteine beteiligen sich nur spärlich daran. Die erste Schuppe *Gaisspitz-Kessikopf* besteht fast nur aus dem grünlichen bis grünlichgrauen Gneiss; Glimmerschiefer ist fast gar nicht vertreten, dagegen unbedeutende Partien hornblendehaltiger Gesteine (am *Kessikopf*). In der zweiten kristallinen Schuppe sind Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer in reichlicherem Masse vertreten. Die Zusammensetzung dieses Zuges ist der des Zentralmassives fast gleich und die Mannigfaltigkeit der Vergesellschaftung schon derart, dass auch hier eine Trennung nur mit grossen Schwierigkeiten und bedeutendem Zeitaufwand hätte durchgeführt werden können[1].

Diorit und Gabbro.

Der Anteil des Diorits an den kristallinen Massen des *östlichen Rätikons* ist ein besonders grosser, doch tritt er meist nur als innerster Kern einer Synklinale auf (vgl. Profil I) und beteiligt sich nur am *Schwarzhorn* und *Seehorn* in bedeutender Mächtigkeit am Aufbau des Gebirges. Schon ESCHER war die Häufigkeit des Diorits aufgefallen, er schreibt: „Abwechselnd zwischen dem Gneiss und Glimmerschiefer erscheint ein grünlichgraues Gestein, das man wohl Diorit nennen möchte, wenn die Hornblende sich deutlich erkennen liesse.“

Es ist ein dunkles Gestein, zusammengesetzt aus dunkelgrüner Hornblende und hellgrünem Feldspat; zum Teil auch deutlich makroskopisch erkennbarer Quarz[2]. Uebergänge zu Hornblendefels und Hornblendegneiss sind in mannigfacher Weise vorhanden, so dass eine Abgrenzung der Randzonen dieses zusammenhängenden

---

[1] Auf dieses Gebiet bezieht sich besonders die Arbeit von G. A. KOCH, Die Gneissinseln und kristallinischen Gesteine zwischen Rells- und Gauertal im Rätikon. Verhandlungen der k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1894, No. 13.

[2] Bisweilen finden sich grosse Brocken und Bänke von Quarzit, wie im Hornblendegneiss.

Dioritmassivs (*Schwarzhorn-Seehorn-Synklinale*) nicht leicht möglich ist. Dieser kleine Dioritstock wird konzentrisch von Hornblendegneiss, Gneiss und Glimmerschiefer umrahmt[1], die zum Teil auch auf den beiden Gipfeln noch anstehend vorhanden sind.

Sonst kommt der Diorit, abgesehen von dem kristallinen Gebiet der *Silvretta*[2], noch am *Kessikopf* — ebenfalls wohl als Kern der kristallinen Synklinale — sowohl auf der Seite des *Zernaier Jöchls*, wie auf der *Rellstalseite* (dort zum Teil mächtig entwickelt, vgl. Fig. 1) vor.

Gabbro findet sich in losen Stücken in der Nähe des *Schwarzhornmassivs*, auch zum Teil in der Schieferregion bei *Tilisuna* — eng vergesellschaftet mit den Produkten der Serpentinzone[3]; anstehend wurde er nicht gefunden; er scheint von geringer Bedeutung zu sein.

Casannaschiefer.

Es ist ebenso schwer, eine zutreffende Definition des Begriffes „Casannaschiefer" zu geben, wie denselben nach oben oder nach unten abzugrenzen[4] (JENNIGS). Wie schon erwähnt, lässt sich der Casannaschiefer sicher nur innerhalb der kristallinen Schiefer des *Silvrettagebietes* nachweisen, auch hat er keinen wesentlichen Einfluss auf die tektonische Gestaltung des *östlichen Rätikons* genommen[5].

Obwohl weder zum *Silvrettagebiet* noch zu den kristallinen Schuppen des *Gauertales* gehörend, muss hier noch ein kristallines Gestein Erwähnung finden, dessen tektonische Bedeutung nicht genauer festzustellen ist, das sich aber gleichsam in der Form von „Ueberschiebungsapophysen" zwischen verschiedene scharf voneinander trennbare Gebiete einschiebt. Dies ist

---

[1] Besonders an den *Quetschzonen* (vgl. Taf. IX A) *am Seehorngipfel* und an der *Tilisunahochalp* sichtbar.

[2] An der *Madrisa*, am *Hochstelli*, am *Plasseggenpass* und an der *Gargellenrinderalp*, oberhalb des Tithon.

[3] Allem Anschein nach gehört der Gabbro, ebenso wie der Serpentin, zur *rätischen Zone*. Vgl. Tektonischer Teil.

[4] ROTHPLETZ vereinigt Verrucano und Casannaschiefer zu Sernifit, was im *Rätikon* wenigstens den tatsächlichen Verhältnissen nicht entspricht.

[5] Andeutungen von Casannaschiefer fand ich sonst noch bei *Kasparsloch*, an der *Tilisunahochalp* (zur *Schwarzhorn*synklinale gehörig) und bei *Weberlishöhlen*. Reste unsicherer Deutung am *Walseralpgrat* und am *Motadonakopf* (*Tilisuna*).

Der grüne Granit des Prätigaus und von Plasseggen.

Es ist ein hellgrünliches, leichtverwitterndes Gestein, ähnlich dem Juliergranit. Hauptbestandteile sind Plagioklas, Orthoklas, Quarz und grünlicher Glimmer, die dem Gestein seinen Charakter verleihen[1]. Am *Plasseggenpass* zeigt es sich in porphyrischer Ausbildung mit grossen, hellen Feldspatkristallen, zeigt aber die verschiedenartigsten Uebergänge zu der feinkörnigen Ausbildung[2]. Anstehend ist es nirgends frisch erhalten, meist sogar stark gepresst und verändert; nur in den Komponenten der Falknisbreccie hat es sich frisch erhalten. In diesem Zustande lässt es sich kaum vom Juliergranit unterscheiden.

Oberhalb der „Aufbruchszone" begleitet dieser Granit die *Mittagspitzenmulde* über den *Schollberg* bis zur *Madrisa*. Das Vorkommen am *Plasseggenpass* wurde zuerst von Rothpletz beschrieben. Im *Prätigau* war dieser Granit bisher nur von zwei Punkten bekannt, vom *Partnunsee* und aus dem *Schlappinatal* bei *Klosters Dörfli*. Beide wurden von Theobald zuerst beschrieben.

Weit bedeutender als das Vorkommen am *Partnunsee* (vgl. Taf. IX C Fig. 2 u. 4), wo die 5 m mächtige Schicht etwa 25—30 m weit zu verfolgen ist, tritt an der *Sulzhütte* (vgl. Taf. IX C Fig. 5 und Taf. VIII A Prof. IX), unterhalb der *Sulzfluh*, derselbe Granit nochmals auf und lässt sich bei einer Mächtigkeit von 4—5 m auf 150—200 m weit verfolgen — besonders gut aufgeschlossen ist er an zwei Stellen, jede von 30 m Länge[3]. Weiterhin ist derselbe Granit, auch den Tithon, direkt ohne Zwischenlagerung unterlagernd, am *Gargellenwasserfall*[4] in einer Mächtigkeit von 30—75 cm (vgl. Taf. IX C Fig. 1), auf mehrere Meter weit zu verfolgen; desgleichen am *Kalkofentobel* bei *Gargellen*, etwa 3 km von dem ersten Punkt entfernt, was gegen eine blosse Lokalerscheinung spricht und in Verbindung mit dem Auftreten im *Prätigau* die Vermutung nahe legt, dass dieser Granit auf weite Strecken hin, bei der Ueberschiebung des Tithon auf den Flysch mitgeschleppt worden sei (vgl. Tektonischer Teil).

---

[1] Am *Partnunsee* sind auch Pyritkriställchen in grösserer Menge darin enthalten.

[2] In diesen Uebergängen zeigt er, nächst den Komponenten der Falknisbreccie, den frischesten Erhaltungszustand.

[3] Man kann mit ziemlicher Sicherheit annehmen, dass beide Vorkommnisse vom *Partnunsee* und von der *Sulz* in direktem Zusammenhang stehen, wenn auch die verschütteten Abhänge der *Sulzfluh* dies leider nicht erkennen lassen; ebensowenig ist eine Fortsetzung des Partnungranits unter der *Scheienfluh* zu beobachten.

[4] Der Granit erscheint hier begreiflicherweise noch stärker zusammengedrückt und deformiert als bei *Partnun*. Auch am *Schollberg* ist er stärker deformiert.

Grosse Aehnlichkeit zeigen diese Granite, sowohl bei mikro- wie makroskopischer Betrachtung, mit solchen, die bisher nur als Komponenten der Falknisbreccie bekannt waren und deren Herkunft in ungewisses Dunkel gehüllt erschien. Wenn man bedenkt, dass die Komponenten der Falknisbreccie, von einer Kalkhülle umgeben, dem Gebirgsdruck weniger ausgesetzt waren, sich also frischer erhielten, während die anstehenden Granite stark deformiert wurden, wird man unbedenklich beide als gleichen Ursprungs ansehen können[1].

Ungelöst bleibt dann immer noch die Frage, wie die Granite in die Falknisbreccie gelangt sind[2].

Man kann nur so viel vermuten, dass die Granite, sowohl die das Liegende der *Mittagspitzenmulde* als wie der Sulzfluhkalke bilden, ursprünglich ein und demselben Granitstock angehörten und dass bei der Auffaltung und nachfolgenden Ueberschiebung — wenn auch zwischen verschiedenen Decken (vgl. Tektonischer Teil) — die ebenerwähnten dünnen Bänke gewissermassen als Ueberschiebungsapophysen mitgeschleppt wurden[3].

Perm.

Der **Verrucano** ist das älteste, sicher seinem Alter nach bestimmbare Gestein, das im östlichen *Rätikon* vorkommt. Im Gebiet der Aufbruchszone ist er nur spärlich vertreten; das Gebiet seiner mächtigsten Verbreitung liegt innerhalb der normalen Triasfalten im *Rellstal*[4]. Nur dort im *Rellstal* (abgesehen von einem schmalen

---

[1] Nach Vergleichung einer grossen Anzahl von Schliffen beider Gesteine hat sich mir diese Schlussfolgerung ergeben, was insofern von Wichtigkeit ist, als man bisher das Anstehende der kristallinen Komponenten der Falknisbreccie nicht kannte, dieselben sogar durch Eisströme vom *Julier* ins *Rätikon* verfrachtet glaubte (Tarnuzzer).

[2] Nirgends kommen Falknisbreccie und Granit zusammen vor, sie scheinen einander sogar zu vertreten. Wichtig ist jedoch, dass die Falknisbreccie nur unterhalb der Tithonüberschiebung vorkommt, niemals oberhalb.

[3] Für diesen Granit ist eine Altersgrenze insofern festgestellt, als er in der oberjurassischen Falknisbreccie aufgearbeitet wurde.

[4] Wenige Gegenden dürften so geeignet sein zum Studium des Verru-

Band über dem Gneiss am *Kreuzjoch*, dessen Ausbildung diesem am ähnlichsten ist) kommt der Verrucano in wirklich bezeichnender Ausbildung vor; es sind grobe Konglomerate mit grossen Feldspatindividuen, zum Teil mit Einschaltungen von Quarzporphyr, oft sogar vermengt mit grossen Brocken kristalliner Schiefer[1], wie sie auch aus dem *Plessurgebirge*[2] (*Tschirpen*) und aus dem *Val Trupchum* (*Oberengadin*) bekannt sind.

Wo sonst unverkennbarer Verrucano auftritt, ist es immer schwer, ihn von dem bei weitem häufiger verbreiteten Buntsandstein zu unterscheiden, da im *Rätikon* nicht, wie im *Plessurgebirge*, Buntsandstein und Verrucano einander ablösen. Leichter als die der jüngeren Sedimente, wird die Bestimmung des Verrucano dadurch, dass er fast immer in normaler Lagerung auftritt, d. h. unterlagert von Kristallinem, überlagert von Buntsandstein. Wenn man überhaupt von normalen Profilen im Gebiet des östlichen *Rhätikons* sprechen darf, so gehören jedenfalls die Profile mit Kristallinem, Verrucano, Buntsandstein, Dolomit (Fig. 1) mit zu den sichersten[3]. Nur an wenigen Stellen findet sich Verrucano ausserhalb dieses Schichtenverbandes, und das auch nur an solchen Stellen, denen vollkommenste Regellosigkeit des Schichtenbaues das charakteristische Gepräge verleiht, an denen man sowohl auf Karten wie Profilen nur Quetschzonen auszeichnen könnte (z. B. am *Plattenpass*). Als eine der Breccienzone eigentümliche Schicht kenne ich den Verrucano nicht.

Im allgemeinen lassen sich zwei bzw. drei Gesteinsausbildungen unterscheiden, die merkwürdigerweise an fünf der unten aufgezählten Punkte immer in entgegengesetzter Lagerung auftreten, als wie sie von Hoek[4] aus dem *Plessurgebirge* beschrieben wurden.

1. Ein blutroter bis dunkelroter Schiefer, bald weicher, bald

---

canos in allen seinen mannigfachen Abänderungen, wie gerade das untere *Rellstal*. Besonders der Weg der neuen Wildbachverbauung entlang, von *Vandans* aufsteigend, bietet gute Gelegenheit, die verschiedenen Ausbildungen zu vergleichen.

[1] Vgl. Studer S. 29. Richthofen S. 19, 20.

[2] Vgl. Hoek S. 10.

[3] Ausser Fig. 1 zeigt auch noch Taf. IX A Prof. 3 u. 5 (*Tilisunaseebord*) eine Uebersicht der Gesteine, die dem Verrucano zugezählt werden müssen. Gute Aufschlüsse gewährt ausserdem der Gneisszug der *Gaisspitz* (am *Bilkengrat*, an der *Tilisunahütte* und unter dem *Kreuzjoch*). Die Gesamtmächtigkeit des Verrucano dürfte nirgends mehr als 5—6 m betragen.

[4] A. a. O. S. 11.

fester, von wechselnder Mächtigkeit, selten mehr als einige Dezimeter breit. Oft mit feinen glimmerigen Zwischenlagen und wechselnd mit grünen, und grün und rot gefleckten Schmitzen. Wie schon Hoek[1] von seinem wohl gleichartig ausgebildeten, aber höher liegenden Horizont erwähnt, liegt eine Verwechselung mit dem roten Radiolarit nahe, wodurch auch die Zuteilung der Radiolarienhornsteine zum Perm (Rothpletz) ihre Erklärung findet[2]. Bei genauerer — oft nur mikroskopischer — Untersuchung findet man, dass weitgehende Unterschiede vorhanden sind; der besprochene Schiefer verwittert leichter, weist geringere Härte auf, ist ganz fossilfrei und wird selten in demselben Schichtenverband gefunden, wie der Radiolarit.

2. Darüber folgt eine gleichfalls wenig mächtige Lage von fein bis grobkörnigem, meist dunkeltrübrotem bis weinrotem Sandstein, der grosse Aehnlichkeit mit dem deutschen Rotliegenden zeigt, sich aber von dem gleichartigen Vorkommen im *Plessurgebirge* dadurch unterscheidet, dass nirgends (abgesehen von *Rellstal*) Quarzporphyreinsprenglinge zu beobachten sind. Zahlreiche, regellos verteilte Feldspatkristalle geben ihm dagegen einen bestimmten Charakter[3].

3. Besteht für die Zugehörigkeit dieser beiden Gruppen zum Verrucano wohl kein Zweifel, so ist die Deutung eines schmalen Horizontes, bestehend aus rot, grau und gelblich verwittertem Sandstein — meist ohne weiteres Bindemittel — weit zweifelhafter, da er an den angenommenen Normalprofilen den Uebergang zu typischem Buntsandstein vermittelt. Seiner Lagerung nach z. B. am *Kessikopf* und an der *Tilisunahütte* scheint er die obere, fast feldspatfreie und meistens stark angewitterte Lage des roten Verrucanosandsteins (No. 2) zu bilden.

Vorkommen: Wie schon erwähnt nur im Gebiet der ostalpinen Trias, also oberhalb der Aufbruchszone oder in Begleitung der kristallinen Schuppen.

---

[1] A. a. O. S. 11.

[2] Auf der *Tilisunaalp* fand ich jedoch eine Stelle, unterhalb des Weges, der von der *Klubhütte* zur *Sulzfluh* führt, wo Radiolarit und Verrucano in engstem Kontakt liegen. Diese Stelle ist tektonisch besonders wichtig, indem sie die Auflagerung der ostalpinen auf der rätischen Decke an dieser Stelle deutlich zeigt (vgl. Tektonischer Teil).

[3] Bei *Kaspars Loch* findet sich eine kristalline Breccie, die an Verrucano erinnert, aber wohl eine Dislokationsbreccie ist, da dasselbe Bindemittel (terra rossa) eine Breccie gleicher Ausbildung, aber hauptsächlich mit grossen Dolomitbrocken bildet. Dies ist einer der wenigen Punkte, wo man im *östlichen Rätikon* von einer Dislokationsbreccie sprechen darf.

Trias.

Buntsandstein.

Er schliesst sich meist eng an den Verrucano an, tritt aber oft in weit grösserer Mächtigkeit auf, als dieser. (Bei *Kaspars Loch* etwa 40—50 m.)

Es lassen sich vier verschiedene Ausbildungsformen unterscheiden:

1. Ein gelblich, rosa und roter Sandstein mit deutlicher Parallelschichtung, ähnlich dem deutschen Buntsandstein (*Kaspars Loch, Tilisunaseebord*).

2. Ein grobes Konglomerat aus rosa Quarziten und weisslichem Milchquarz, bei dem letzterer überwiegt. In dieser Ausbildung ist der Buntsandstein am weitesten verbreitet (*Seehornsattel, Tilisunaseebord, Kaspars Loch, Kessikopf, Oefentobel, Nerrajöchl, am Ostrand des Gauertales, am Tilisunajochsee*). Dieser grobe Sandstein geht oft über in

3. fast rein weissen Quarzit (*Tilisunahütte*) oder weissen Quarzsandstein (*Tilisunaseebord*) oder in

4. einen rosa bis himbeerfarbenen[1], derben bis zuckerkörnigen Quarzit von nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit. Es scheint dies eine besonders für das *Rätikon* bezeichnende Ausbildung des Buntsandsteins zu sein (*Tilisunaseebord, Tilisunajoch, Kaspars Loch, Kessikopf*).

Um die enge Vergesellschaftung von Verrucano und Buntsandstein zu zeigen, mögen hier noch einige Profile beschrieben werden, an denen dies besonders deutlich wird.

Bei *Kaspars Loch* (Taf. IX A, 5) im *Tilisunatal* folgt auf den Diorit als Liegendem[2]

1—5 40 m breit	1. ein mergeliger, leicht zerfallender roter Schiefer mit grünlichen Punkten (Verrucano I),
	2. rosa und weisses Quarzitkonglomerat (Buntsandstein II),

---

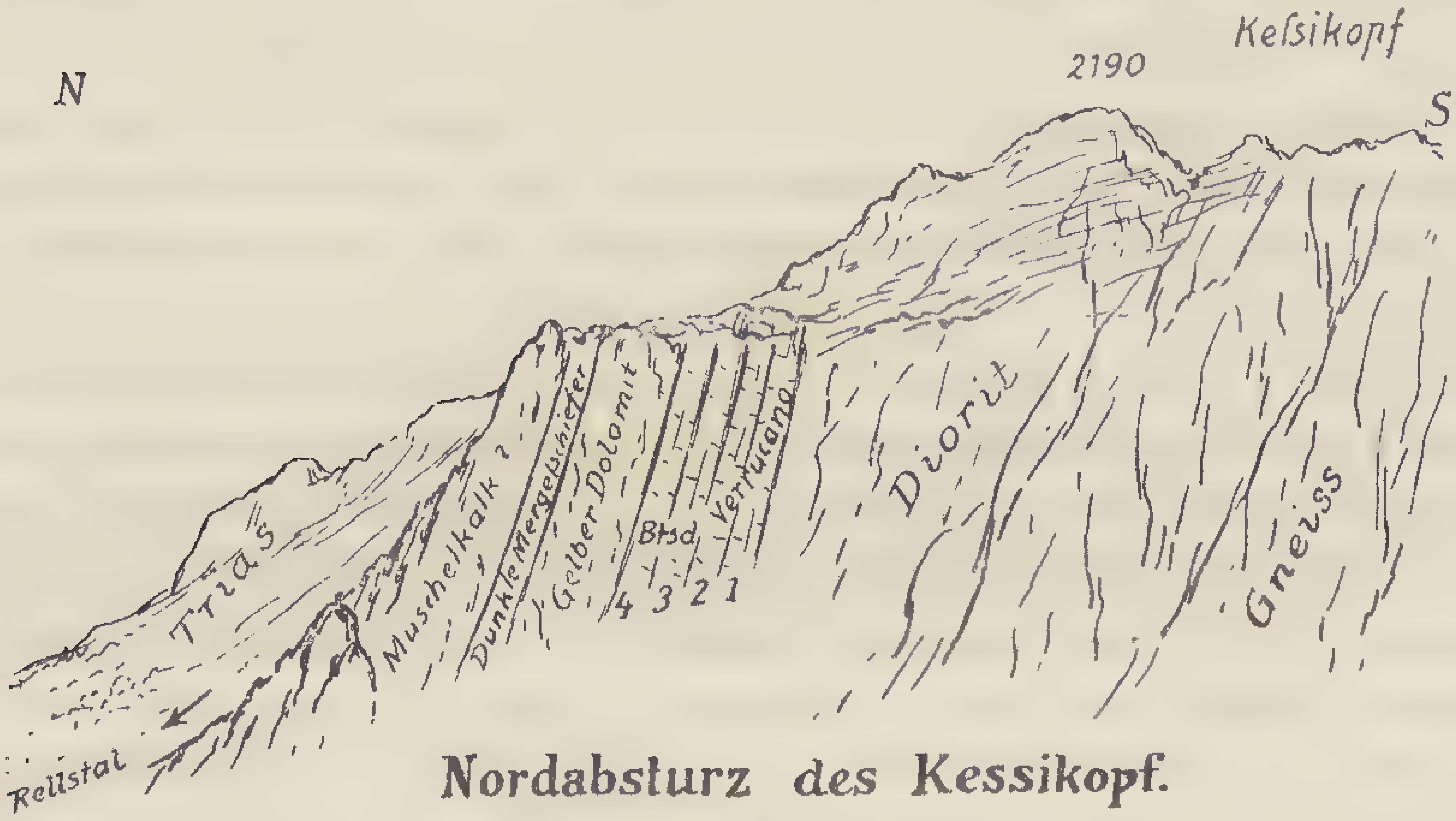
[1] Die Farbe gleicht auffallend der eines roten Magansilikats (Rhodonit) aus dem *Ural*.

[2] Die Zahlen auf den Profilen entsprechen den Schichtnummern im Text.

1—5 40 m breit
3. nochmals rote Schiefer (Verrucano I),
4. massiger roter und weisser Quarzit (Buntsandstein II),
5. übergehend in zuckerkörnigen Quarzit von Himbeerfarbe, der den meisten Raum einnimmt (Buntsandstein IV).

Am *Kessikopf* (Fig. 1) folgen, an dem Absturz nach der *Salonienalp*, auf das Kristalline

1. ein kristallines Gebilde, das wohl ein grobes Verrucanokonglomerat darstellt,
2. dunkelweinroter Verrucano übergehend in ein gelblich und grünliches Verwitterungsprodukt (Verrucano II und III),
3. rosa und weisses Quarzitkonglomerat (Buntsandstein II),
4. himbeerfarbener Quarzit von zuckerkörnigem Habitus (Buntsandstein IV).



Nordabsturz des Kessikopf.

Fig. 1.

Weist schon das Profil von *Kaspars Loch* einige Unregelmässigkeiten auf, so muss man dies erst recht bei den beiden folgenden Profilen von *Tilisuna* berücksichtigen.

Am *Tilisunaseebord* (Taf. IX A, 3) folgt auf das Kristalline:

1. roter Schiefer (Verrucano I),
2. dunkelroter Quarzit (Buntsandstein IV),
3. weisser Quarzit (Buntsandstein III),
4. weiss und rosa, rosa und grünlicher Quarzsandstein (Buntsandstein I) übergehend in das rosa und milchweisse Konglomerat (Buntsandstein II),

5. rosasandige Ausbildung (Buntsandstein I) mit schöner Parallelstreifung,
6. rot, grün und gelblich verwitternde Sandsteine (Verrucano III?).

Auf dem Weg zum *Plattenpass* folgt hinter dem Gneiss (nach den *Gruben* zu) Verrucano I, Verrucano II, Buntsandstein II und Buntsandstein III.

Vorkommen: Ebenso wie der Verrucano findet sich der Buntsandstein nur im Gebiet der normalen ostalpinen Trias.

Untere Rauhwacke und gelber Dolomit der unteren Trias. (?)

Untere Rauhwacke, die sich als solche durch ihren normalen Schichtenverband ausweist, ist aus dem *östlichen Rätikon* bisher noch nicht bekannt geworden. Alle Mitteilungen, die darüber gemacht werden, können nur mit grösster Vorsicht aufgenommen werden. Rothpletz erwähnt eine Stelle am *Nerrajöchl*, wo untere Rauhwacke anstehen soll. Ich will die Möglichkeit dieses Vorkommens nicht bestreiten, doch scheint es mir nach mehrmaliger Begehung dieser Stelle sehr wahrscheinlich, dass die angeblich untere Rauhwacke in ganz normalen[1] Verband mit dem Muschelkalk und Streifenschiefer und dessen offenbar oberer Rauhwacke gebracht werden kann[2]. Mit derselben Berechtigung wie Rothpletz für die Rauhwacke am *Nerrajöchl* könnte ich eine gleiche Forderung für manche andere, weit augenfälligere Stelle im Bereich sowohl der Aufbruchszone als des Triasgebietes aufstellen (*Mittagspitze, Am Grubenpass, Grünfürkli, Kaspars Loch*)[3]. Darüber, wie über die meisten triasisch-liasischen Ablagerungen (mit Ausnahme des Buntsandsteins und des Rät) im *östlichen Rätikon*, vermag ich aber noch keine sicheren Angaben (besonders nicht über das Alter) zu machen, da in diesen Schichten die zur einwandsfreien Trennung so wichtigen Fossilien bisher fast vollkommen fehlen[1].

---

[1] An der fraglichen Stelle wiederholt sich Rauhwacke noch mehrmals mit Muschelkalk und Streifenschieferzwischenlagen.

[2] In einem so komplizierten Gebiet wie der Aufbruchszone, nördlich der *Kirchlispitzen* kann nur durch eine ganz eingehende Kartierung (womöglich im Massstab 1 : 10 000) Klarheit in solche Fragen gebracht werden. Es war mir bisher leider noch nicht möglich, die Triasfalte des *Rosskopf* in dieser Weise abzugehen.

[3] An der *Gaisspitz* kommt Rauhwacke in direktem Verbande mit Buntsandstein ohne Zwischenlage vor, doch berechtigt eine Lagerung, die man wohl a priori als gestört ansehen darf, zu keinen Schlüssen.

Der einzige Anhaltspunkt, von dem aus man das Alter der unteren Rauhwacke ableiten könnte, sind die Streifenschiefer des Muschelkalks (vgl. S. 18) und die Dolomite der unteren Trias. Rothpletz hat seinem Röthidolomit eine zu weite Verbreitung zugesprochen; die fraglichen Dolomite nehmen einen viel geringeren Anteil am Aufbau des *Rätikons* und die von mir unter dem Namen „gelber Dolomit“ oder „Dolomit der unteren Trias“ ausgeschiedenen Gesteine stehen fast ausnahmslos (abgesehen vom *Grubenpass*) an solchen Stellen an, von denen sie Rothpletz nicht erwähnt. In der Hauptsache glaube ich alles von ihm dem Röthidolomit Zugeteilte in die obere Trias (Raibler oder Hauptdolomit) verweisen zu müssen.

Diese Dolomite der „unteren Trias“ treten selten in grösserer Mächtigkeit als 20—25 m auf und zeigen als besondere Merkmale eine gelbliche bis orangefarbene Verwitterung, die sich oft in einem staubförmigen Pulverbelag zeigt. Im Anschlag zeigen sie eine homogene wenig oder kaum gepresste, selten von helleren Adern durchzogene Masse (es fehlt auch die dem Hauptdolomit oft eigentümliche Mörtelstruktur) von hell-blau-grauer Farbe, die merkwürdig von der leuchtend gelben Verwitterungsschicht absticht[2].

In dieser Ausbildung findet sich der Dolomit an dem mehrerwähnten Profil bei *Kaspars Loch*[3] (Taf. IX A), am *Kessikopf* (Fig. 1) nach der *Salonienalp* zu (ähnelt mehr dem folgenden als dem vorhergehenden) und im *Tilisunagebiet* als äusserstes dem Tithon auflagerndes und in diesen hineingepresstes Gestein. (Am *Grubenpass* und auf dem Wege nach *St. Gallenkirchen* neben der Hauptblattverschiebung[1].) In der *Mittagspitzenmulde* bei *Plasseggen* und am *Walseralpgrat* findet er sich auch in spärlichen Resten neben dem weit mächtiger entwickelten Hauptdolomit.

---

[1] Auf den Profilen habe ich deshalb nirgends zwischen unterer und oberer Rauhwacke unterschieden.

[2] Ob es Dolomite des Muschelkalks oder eventuell auch der Raibler Schichten sind, dafür fehlt jeglicher Anhalt; es kann nur festgestellt werden, dass sie sich durch ihren petrographischen Habitus scharf vom Hauptdolomit unterscheiden. Versteinerungen wurden in beiden nicht gefunden. Auf den Profilen habe ich sie deshalb nur als grauen und gelben Dolomit unterschieden und die Zugehörigkeit offen gelassen. Für manche Vorkommnisse ist es schwer zu entscheiden, zu welchen der beiden Gruppen sie zugerechnet werden sollen.

[3] An diesem Profil kann man den gelben Dolomit in engem Verbande mit dem grauen Dolomit studieren. Auf die oben schon erwähnte Verrucanobuntsandsteinfolge legt sich 20—25 m breit der gelbe Dolomit, dann folgt ein schmales Band Rauhwacke 60 cm breit. Schliesslich mächtig entwickelte Dolomitbreccie und dann grauer Dolomit etwa 100 m breit. Hier ist auch die einzige Stelle, an der ich von unterer Rauhwacke mit Bestimmtheit sprechen möchte. Doch ist es leider nicht zu ersehen, an welcher

Vorkommen: Im Gebiet der ostalpinen Triasfalten und in der Breccienzone; fehlt in der Trias, die die Sulzfluhkalke unterlagert.

Muschelkalk und Streifenschiefer.

Durch Fossilien gekennzeichneter Muschelkalk kommt nur im Gebiet normaler Trias vor. Lorenz erwähnt aus dem *westlichen Rätikon*, Crinoidenbreccie im *Lichtensteinschen*, eine Mytilusbank bei *Schamella* und eine Bank mit Brachiopodendurchschnitten vom *Nerrajöchl*. Auch an der *Tschaggunser Mittagspitze* kommt eine Bank mit Brachiopodendurchschnitten vor[2]; im übrigen scheint der Muschelkalk, der nahe an die Aufbruchszone herantritt, fossilfrei zu sein und nur durch seine dunkle (bis pechschwarze) Farbe und durch die feinen Kalkspatäderchen, die ihn durchziehen, charakterisiert; oftmals ist er auch von Hornsteinbänken durchzogen (*Mittagspitze; Kirchli*), was als eines der bezeichnendsten Merkmale des Vorarlberger Virgloriakalkes gilt.

Im Gebiet der Aufbruchszone tritt dermassen charakterisierter Muschelkalk nur spärlich auf (am *Plattenpass*, *Oefenpass*, *Kirchli*) und dann auch nur als Uebergang des Streifenschiefers, der im Bereich der Aufbruchszone (und wie es scheint nur da) den Muschelkalk vollkommen ersetzt.

Ueber den Begriff des Streifenschiefers ist viel gestritten worden. Die verschiedensten Deutungen sind aufgetaucht und doch behält Theobald, von dem dieser Name geprägt wurde, recht, dass sich wirklich in der Aufbruchszone (in seinen Mittelbildungen[3]),

---

Stelle in diesem Profil Muschelkalk oder Streifenschiefer liegen würde, deshalb ist selbst diese Stelle anfechtbar.

[1] An einer Stelle scheint er hier zwischen Muschelkalk und Verrucano zu liegen.

[2] Bei *Kaspars Loch* finden sich noch undeutlich erkennbare Fossilreste, auf der rechten Seite des Baches.

[3] Genauer der Breccienzone und der rätischen Zone entsprechend (vgl. Tektonischer Teil).

ein Schiefer befindet, der sich durch deutlich nachweisbare Uebergänge vom typischen Muschelkalk ableiten lässt, gewissermassen den Muschelkalk in Flyschfacies darstellt[1].

Die Verbreitung des Streifenschiefers erstreckt sich von den *Kirchlispitzen* längs der ganzen „Aufbruchszone" bis Klosters Dörfli; er nimmt jedoch nicht die Stellung ein, die ihm von früheren Autoren oft zuerkannt wurde, da sie ihn mit andern Schiefern gleichstellten oder gänzlich ignorierten, wie ROTHPLETZ. TARNUZZER verwechselt ihn, seiner Definition zufolge, mit Casannaschiefer, ebenso erlaubt die von LORENZ gegebene Definition, ihn mit gewissen Varietäten des cretacischen oder tertiären Flysches zu vereinigen, und STEINMANN trat, gestützt auf die Nähe der grauen Juraschiefer, am *Oefenkopf*, für ein liasisches Alter ein. Von ROTHPLETZ werden die Schiefer teils als Lias betrachtet (am *Oefenkopf*), teils aber zusammen mit den dynamometamorph veränderten Couches rouges und den Globigerinenschiefern (Seewenschichten) unter den Sulzfluhkalken, als schieferiges Tithon zusammengefasst[2]. Gegenüberstellen kann ich dem nur, dass wegen seiner ständigen Verbindung mit Rauhwacken ihm kein jüngeres als triasisches Alter zukommt.

Hat der Streifenschiefer auch nicht die Bedeutung, die ihm oftmals zuerkannt wurde, so bleibt er dennoch ein wichtiges Glied der Aufbruchszone. Ich will im folgenden versuchen, diejenigen Gesteine zu charakterisieren, die meines Erachtens im *Rätikon* einen Anspruch auf diesen Namen machen können[3].

Der Streifenschiefer besteht stets aus einer mehr oder weniger regelmässigen Wechsellagerung von dünnen Bänkchen eines schwarzen stumpfglänzenden[4] Schiefers und eines oft mehr vorherrschenden rosa, grauen oder auch dunkelgrau und schwarzen Kalkes. Er zeigt stets hellgelbe Verwitterungsfarbe — nie rostbraune, wie gewisse Varietäten des Kreideflysches (Topfscherbenschiefer) — ist meist stark gequetscht und gefältelt, niemals aber von solchen Wurstelbänken oder regellosen kleineren Adern von Kalkspat durchzogen, wie sie dem Kreideflysch eigentümlich sind. Eines seiner hervorstechendsten Merkmale ist dagegen, auch bei starker Faltung, eine auffallend gleichförmige Parallelschichtung zwischen helleren, kalkigen und dünneren, dunklen, schiefrigen Bänken. Niemals besteht er nur aus Schieferung von ein und demselben Habitus, wie gewisse dem Jura (möglicherweise Lias) zuzuzählende einförmige graue Schiefer. Niemals wurden in ihm Fossilien gefunden, weder makro- noch mikroskopisch (weder in Längs- noch in Querschliffen), wie die anderen Schiefern eigentümlichen Globigerinen, Calpionellen oder Pithonellen, auch enthält er niemals Glimmerschüppchen wie der Casannaschiefer. Charakteristisch ist ihm dagegen ganz besonders die Vergesellschaftung mit Rauhwacke in kleinen Bänkchen und Schüppchen; er nimmt dann oftmals eine dickbankige Gestalt an, verleugnet aber niemals seinen Charakter.

---

[1] Der Streifenschiefer muss wohl eine Faciesausbildung des Muschelkalks sein, denn es lässt sich nicht nachweisen, ob eine obere, mittlere oder untere Lage des Muschelkalks vorliegt. Wegen der unsicheren Lage des Streifenschiefers innerhalb des Muschelkalks ist es auch nicht möglich, das Alter der mit ihm fast stets verbundenen Rauhwacken zu bestimmen. Doch charakterisieren diese ihn jedenfalls als einen Triashorizont.

[2] Dass sich dadurch die Tektonik der Gegend vereinfacht, aber doch nicht klärt, ist wohl verständlich.

[3] Ob es angängig ist, von Streifenschiefer (also nur einer flyschartigen Facies) des Muschelkalks zu sprechen, wo dies nicht im einzelnen durch Uebergänge erwiesen, lasse ich dahingestellt.

[4] Im Gegensatz zu den mehr fettglänzenden schwarzen Flyschschiefern.

Nach diesen Merkmalen ist es mir fast immer gelungen, ihn von den übrigen Schiefern der Aufbruchszone zu trennen und nur an wenigen Stellen (z. B. *Oefenkopf*) war es nicht ganz leicht, die Grenze zwischen Streifenschiefer und Flysch zu ziehen[1]. Uebergänge in andere Gesteinsarten habe ich nirgends gefunden, dagegen mehrere Stellen, die den Uebergang in Muschelkalk deutlich zeigten[2]. Dieser Muschelkalk führt aber leider nur am *Nerrajöchl* sicher bestimmbare Fossilien, sonst ist der Muschelkalk, wie schon erwähnt, nur durch seinen petrographischen Habitus charakterisiert[3]. Die Bestimmung ist deshalb nicht immer unanfechtbar.

---

[1] Anfangs vermutete ich auch Streifenschiefer unter dem Tithon im *Prätigau*, dass dort aber Seewenkalke (stark gequetscht) vorliegen, stellte sich erst heraus, als ich in Schliffen senkreckt zur Schichtung Globigerinen und Pithonellen fand, die in Schliffen parallel der Schichtung nicht hervorgetreten waren. Man sieht daraus, wie wichtig es ist, gelegentlich auch Querschliffe anzufertigen, die freilich bei weichem, brüchigem Gestein weit schwieriger herzustellen sind.

[2] In gleicher Verbindung traf ich die Streifenschiefer am *Col de Videman* zwischen *Rubly* und *Gumfluh* in den *Freiburger Alpen*.

[3] Am *Plattenpass* war es trotz des eifrigsten Suchens nicht möglich Fossilien zu finden. Auch als ich gelegentlich einer geologischen Exkursion

Vorkommen: Der Streifenschiefer findet sich nur im Bereich der Aufbruchszone oberhalb des Sulzfluhkalkzuges und ist auffallenderweise eng vergesellschaftet mit den groben und feinen Liasbreccien[1]. Im Gebiet der ostalpinen Triasfalten habe ich ihn niemals gefunden.

Partnachschichten, Arlbergkalk, Raibler Schichten.

Sicher nachweisbar kommt keine dieser Schichten (ausgenommen wohl Raibler Rauhwacke) im *östlichen Rätikon* vor und die Vermutungen über ihr Vorkommen sind nur auf spärliche Tatsachen gestützt. Wieweit sie an der Zusammensetzung der *Vorarlberger Triasfalten* beteiligt sind, habe ich nicht genügend untersucht, um mich darüber äussern zu können. Bis jetzt scheinen mir nur undefinierbare, fossilfreie Mergel- und Kalkhorizonte in der *Mittagspitzenmulde* und an der *Gaisspitz* möglicherweise diese Schichten zu vertreten; Bestimmteres kann ich darüber nicht sagen.

Arlbergkalk kommt möglicherweise in schmalen Kalkbänken auch in der Aufbruchszone vor[2], desgleichen Raibler Mergel[3] an manchen Stellen[4]. Den Streifen Arlbergkalk, den TARNUZZER von *Plasseggen* bis *Klosters* angetroffen haben will, konnte ich nirgends finden.

Ueber die Frage der Rauhwacken ist schon weiter oben (S. 15) ausführlich gesprochen worden, desgleichen darüber, ob gewisse gelbe Dolomite den Raibler Schichten zugerechnet werden können. Rauh-

---

von etwa zehn Herren darin unterstützt wurde, konnten nur mikroskopisch kleine, möglicherweise organische Reste entdeckt werden.

[1] So besonders am Wege von der *Tilisunahütte* zum *Plattenpass*, zwischen dem Gneiss und dem Tithon, wo der Muschelkalk und Streifenschiefer wohl 50—70 m breit liegt und die Uebergänge am besten zu vergleichen sind. Ferner noch an mehreren Stellen im Verlauf desselben Zuges mehr nach dem *Tilisunajoch* zu und am *Seehorn* nach dem *Tilisunasee* zu.

[2] Am *Grünenfürkli-Plattenpass*, in der *Grubenaufbruchszone* (auf der Karte Fig. 7 *Quetschzone* in den *Gruben*).

[3] Am *Plattenpass* ein eng mit Rauhwacke vergesellschafteter graubrauner zuckerkörniger Kalk, der in schwarzgrüne Mergel und braune Griffelschiefer übergeht. Am *Schnittlauchgärtle* ebenfalls ein stark sandiges, mit Rauhwacke eng vereintes Gestein, das leicht mit dem Flysch verwechselt werden kann.

[4] In den *Gruben* (*am Hermannstein*) liegt ein hellgelber Dolomit mit einer feinen quarzreichen Breccie aus kantigen Komponenten, die möglicherweise auch Raibler Alter haben könnten.

wacken sind in der ganzen „Aufbruchszone“ oberhalb der Sulzfluhkalke, besonders in Verbindung mit den Streifenschiefern sehr häufig und oft mächtig entwickelt (*Nerrajöchl, Plasseggen*); ohne Zweifel gehört ein grosser Teil davon zur Raibler Rauhwacke. Da sie sich aber weder im normalen Schichtverbande (wie im *Plessurgebirge* mit Hauptdolomit) vorfinden, noch durch nennenswerte Beschaffenheit von den angeblich untertriadischen Rauhwacken unterscheiden, ist es mir bisher nicht möglich gewesen, sie innerhalb der stark dislozierten Aufbruchszone zu trennen.

Vorkommen: Rauhwacken treten, abgesehen vom ostalpinen Triasgebiet, sowohl in der Zone der Liasbreccien wie der Sulzfluhkalke auf (am *Kirchli*).

Dolomitbreccie und grauer Dolomit (Hauptdolomit?).

Beide kommen nur im Bereich der Triasfalten vor oder an deren Uebergängen in die Aufbruchszone (*Schwarzhorn*).

Der Hauptdolomit ist wie im Gebiet der *Scesaplana* auch im *östlichen Rätikon* hervorragend als gebirgsbildendes Element beteiligt, an dem *Gaisspitzkamm*, der *Tschaggunser Mittagspitze* und in der von dieser ausgehenden, allmählich nach *Osten* ausklingenden *Mittagspitzenmulde*, an der er sich noch in augenfälliger Weise am *Madrisjoch* zeigt. Er besitzt, abgesehen vom Mangel an Fossilien, keine erwähnenswerten Eigenschaften[1]; auf den ersten Blick unterscheidet er sich[2] vom gelben Dolomit (untere Trias?) und nimmt wohl infolge der starken Einpressung, besonders an den *Gafierplatten*, nach Süden an Kristallinität zu.

In seinen unteren Lagen geht dieser Dolomit zum Teil in Rauhwacke über; am *Oefenkopf*, am östlichen *Gauertalrand* (Taf. IX A, 6), bei *Kaspars Loch* (Taf. IX A, 5), am *Schwarzhornsattel* (Taf. IX A 1, 2) und an der *Mittagspitze* (Prof. I) wird seine unterste Lage von einer groben Breccie[3] mit bis zu kopfgrossen und grösseren Komponenten gebildet. Als Bindemittel dient teils terra rossa (*Kaspars Loch*,

---

[1] Rothpletz erwähnt mit Recht als Eigentümlichkeit des Hauptdolomits die brecciöse bis rauhwackenartige Ausbildung nach unten hin.

[2] Bei manchen Dolomiten ist es unsicher, ob sie zu dem unteren (gelben) oder grauen (oberen) Dolomit gehören. Zu diesen und zu dem oben als Hauptdolomit bezeichneten gehört der grösste Teil der von Rothpletz als Röthidolomit ausgeschiedenen Dolomite.

[3] Diese Breccie gleicht der von Schiller (Lischanagruppe S. 15, 16) als Raibler Dolomitbreccie beschriebenen.

Tilisunaseebord) oder eigenes, helleres und dunkleres dolomitisches Reibungsmaterial[1] (*Kaspars Loch*).

Vorkommen: Die Dolomitbreccie findet sich nur im Bereich der ostalpinen Trias. Der graue Dolomit scheint nicht unbedingt daran gebunden zu sein und findet sich auch in der Schiefer- und Breccienzone.

Rät

beteiligt sich nur als schmales Band an den ostalpinen Triasfalten. Ein wenige Meter mächtiges Mergelband mit reichlicher Fossilführung[2] zieht sich dicht unter dem *Gipfelkamm* zwischen *Kreuzjoch* und *Gaisspitz* hin[3]. Es sind dunkelbraune und schwarze mergelige Schiefer, die oft von dünnen Kalkspatäderchen durchzogen sind. Meist ganz einheitlich ausgebildet und bankweise oft massenhaft von unbestimmbaren lithodendronartigen Korallen durchsetzt. Auch an der *Mittagspitze* ist ein wenig vorhanden, doch nur mit wenigen, schwer loslösbaren Schalenresten.

Vorkommen: Rät findet sich nur in den normalen ostalpinen Triasfalten.

Damit schliesst die Reihe[4] der triadischen Gesteine, die in Beziehung zur Aufbruchszone treten; ich möchte besonders betonen, dass diese einen wesentlichen Bestandteil der „Aufbruchszone" ausmachen, während ROTHPLETZ das Vorhandensein von Trias zwischen *Gaisspitz* und *Tilisuna* nördlich und *Klosters* südlich in Abrede stellt.

Jura.

Lias — Liasbreccien — Schiefer unbestimmten, möglicherweise liasischen Alters.

Mit Recht erwähnt PAULCKE[5] als besonderen Unterschied zwischen dem *Antirätikon* und dem *Rätikon*, dass in ersterem der

---

[1] Bei *Kaspars Loch* zeigen sich auch Uebergänge in eine ebenfalls durch Terra rossa verbundene kristalline Breccie, die ebenso, wie diese Dolomitbreccie an manchen Stellen den Eindruck einer Dislokationsbreccie macht oder wenigstens bei der Gebirgsbildung, wenn auch nicht gebildet, so doch stark in Mitleidenschaft gezogen wurde.

[2] Es ist dies überhaupt der einzige fossilführende Horizont, den ich in der ganzen Trias traf.

[3] Schon von STUDER (Geologie der Schweiz) erwähnt, ebenso das gelbbestaubte Dolomitband darunter.

[4] Für das Vorhandensein von Dachsteinkalk (v. RICHTHOFEN) fand ich keine Anhaltspunkte in dem von mir untersuchten Gebiete.

[5] Antirätikon S. 15.

Lias besonders stark entwickelt sei, der Tithon aber fast ganz fehle, während das Verhältnis im *Rätikon* gerade umgekehrt sei.

Es hat sich nun neuerdings herausgestellt, dass dem Lias oder wenigstens den Liasbreccien auch im *Rätikon* eine weitere Verbreitung zukommt, als bisher angenommen. Aber doch wird es schwer fallen, das sowohl den Breccien dieses Alters, wie den spärlichen Resten von Liaskalken zukommende Gebiet abzugrenzen. Meine Beobachtungen beruhen nur auf Vergleichen mit bekannten Gesteinen, denn Fossilien fand ich nirgends. Kalke, möglicherweise liasischen Alters, fand ich an der *Tschaggunser Mittagspitze*, am Abhang nach *Vollsporn*. Dicht daneben eine Breccie, die freilich mit den übrigen Lias-(*Hornfluh-Chablais*) Breccien keine Aehnlichkeit zu haben scheint, die ich aber auch für Lias halten möchte, da vorwiegend Muschelkalk und Rät verarbeitet zu sein scheinen. In der Fortsetzung der *Mittagspitzenmulde* liegen bei *Plasseggen* rote Kalke, ähnlich der Adnether Ausbildung, dem Hauptdolomit auf. Sie bilden hier offenbar den Muldenkern; leider fand ich auch hier, trotz langem Suchen, keine Versteinerungen, doch scheint die Annahme nicht unwahrscheinlich, da Adnether Lias in den benachbarten Triasfalten (*Zimbascholle*) eine wichtige Rolle spielt. Einige davon abgetrennte Brocken sind mit der vierten Blattverschiebung (Fig. 17) bis ans *Schnittlauchgärtle* (wie der Serpentin und Granit) und in die Quetschzone der *Gruben* (oberhalb des *Hermannsteins*) verschleppt worden.

Von den sonstigen Breccien der Aufbruchszone muss ein grosser Teil dem Lias zugezählt werden. Auszunehmen sind davon jedoch besonders die Falknisbreccien, die sich bisher auch nur im *Prätigau* unterhalb der Sulzfluhkalke fanden, und die Tristelbreccien (unter Kreide), deren Stellung und Unterscheidung von den Liasbreccien teilweise auf grosse Schwierigkeiten stösst. Ferner gehören nicht dazu gewisse grobe und feine Flyschbreccien (die sog. „Mandelschiefer“ s. S. 44) mit gerundetem und gerolltem Material in reichlichem schiefrigen Bindemittel.

Es bleibt also hauptsächlich nur eine leicht erkennbare grobe, manchmal auch feinkörnige Breccie übrig, die ohne weiteres mit den Liasbreccien des *Plessurgebirges*, der *Hornfluh* (in den *Freiburger Alpen*) und des *Chablais* verglichen werden kann.

Ihre Bestandteile sind Triaskalke und Dolomite, eingebettet in einen hellgrauen, stark gekneteten Kalk. Bezeichnend für diese

Breccien soll der Mangel an kristallinen Komponenten sein. Im allgemeinen scheint dies zuzutreffen. Am *Bilkengrat* jedoch fand ich auch in dieser Breccie kleinere und grössere kristalline Brocken. Die Grösse der Komponenten schwankt zwischen Ei- bis Kopfgrösse. Neben dieser groben Breccie findet sich auch eine feinkörnigere, gleicher Zusammensetzung, die die Stellung der oberen Breccie des *Chablais* und der *Hornfluh* einzunehmen scheint. Oftmals zeigt sie Uebergänge zu Flyschschiefern und rotbraunen Sandsteinen. Es war mir daher lange nicht möglich, sie von den Tristelbreccien der Kreide zu trennen. Ob letztere überhaupt in der Schieferzone oberhalb der Sulzfluhkalke vorkommen, würde ich sogar nach meiner jetzigen Kenntnis entschieden verneinen, wenn nicht an gewissen Punkten sich brecciöse Schichten mit Orbitolina lenticularis fänden. Diesen feineren Breccien wird auch im *Chablais* und in den *Freiburger Alpen* ein jüngeres Alter als Lias zugesprochen, ob es aber cretacisch ist, lässt sich nicht feststellen, wollte man nicht etwa die eben erwähnten Orbitolinen zum Beweise heranziehen[1]. Seltener als in den *Freiburger Alpen* findet man im Bereich dieser feinen Breccien, spätige Crinoidenbreccien, häufig dagegen im umgebenden Flysch dunkelglänzende, dünnbankige Schiefer, die dem Dachschieferhorizont zu entsprechen scheinen. Es lässt sich demnach auch hier trennen Untere (grobe) Breccie = sicher Lias nach den Fossilfunden an andern Punkten als im *Rätikon.* Darüber Dachschiefer und dann feinere obere Breccie, zum Teil mit Crinoidenbreccien. Eine genaue kartographische Trennung ist mir nicht möglich, selbst nicht auf der Kartenskizze 1 : 10000 von der *Tilisunagegend.* Die als Breccienhorizonte ausgeschiedenen Züge umfassen die untere grobe Breccie. Die feine Breccie ist oft durch vielfache Uebergänge mit der unteren Breccie verbunden, teils mit den Dachschiefern und flyschartigem Schiefer durcheinander gequetscht, so dass eine Trennung dieser Horizonte bildlich nicht hätte ausgedrückt werden können.

Wieweit Liasschiefer (Allgäufacies) am Prätigauflysch beteiligt sind, entzieht sich meiner Beobachtung, da ich diesen nur am Rand der Tithonüberschiebung mit begangen habe[1]. Innerhalb der Flyschzonen sowohl des *Prätigauer Vorlandes* wie der *Aufbruchszone*, tritt ein grauer Schiefer auf, der mit den grauen Malmschiefern (mit Radiolarien und Calpionellen) nichts gemein hat. Er tritt nicht an allen Orten in der gleichen Ausbildung auf, gemeinsam aber ist allen, dass sie auch mikroskopisch (weder im Quer- noch Längsschliff) niemals bestimmende Fossilien zeigen und deshalb muss ich sie hier einstweilen zusammenfassen. Am *Drusenaugstberg*[2] fand ich darin Nodosarien als einzige erkennbare Reste, im oberen *Gafiertale* (oberhalb des Tithon) gleichen sie ganz den gelblich angewitterten Schiefern von der *Casanna* (bei *Klosters*), in denen sich Belemniten gefunden haben. Sonst liegen sie noch im unteren *Gafiertal*, wechsellagernd mit Falknisbreccie und Radiolarienhornstein; an der *Gaisspitz* in nächster Nähe von Radiolarienschiefern und Seewenkalk und am *Bilkengrat* wechsellagernd mit grober Liasbreccie. Auch sonst sind sie in der Aufbruchszone (z. B. *Schwarzhornsynklinale*) weit verbreitet.

---

[1] Die Tristelbreccien gehören dem Bereich der Sulzfluhkalke (also der Falkniszone) an. Es müssen daher die *am Tilisunaseehorn* gefundenen zahlreichen Orbitolinen einem Horizont der Breccienzone angehören, will man nicht an dieser Stelle die gewiss schon genügend verwickelte Lagerung (s. Profil I) noch schwieriger erklären.

Vorkommen: Liaskalke finden sich nur im Bereich der ostalpinen Triasfalten; graue (liasische?) Schiefer überall, die Liasbreccien dagegen sind auf eine schmale Zone beschränkt zwischen der Trias und den Sulzfluhkalken. Unter den Sulzfluhkalken (im *Prätigau*) oder im Triasgebiete finden sie sich nirgends.

Malm.

Im Laufe der letzten Aufnahmen in *Graubünden* hat sich als eines der wichtigsten stratigraphischen Ergebnisse herausgestellt, dass der Anteil oberjurassischer Sedimente und Konglomerate bei weitem grösser ist, als bisher angenommen wurde. Für das *westliche Rätikon* hat Lorenz nachgewiesen, dass sich ein faciell mehrfach wechselnder, verhältnismässig grosser Anteil von Malmgesteinen nachweisen lässt. Er unterscheidet dort fünf verschiedene Ausbildungsarten.

I. Graue Kalkbänke mit Hornsteinbändern und Falknisbreccie.

---

[1] Wie auch Rothpletz, der hauptsächlich für das Vorkommen von Liasschiefern im Prätigau eintritt, angibt, ist der Lias makroskopisch vom Flysch kaum zu trennen.

[2] Die grauen Schiefer vom *Drusenaugstberg* gleichen solchen, die Lorenz am *Falknisspitz* unter den Breccienlagen gefunden hat. Dies und die Lagerung bei *Gafia* könnte für Jura sprechen, wenn man in der Aufbruchszone aus der Lagerung allein Schlüsse ziehen dürfte.

II. Hellleuchtende graue, zum Teil oolithische, dolomitische Kalke mit Nerineen.
III. Bunte Radiolarienhornsteine.
IV. Brecciöse rote Kalke und Mergel (?)
V. Dichte graue Kalke (Chatelkalk).

Im *östlichen Rätikon* tritt der Anteil von I und V fast völlig zurück, dagegen beteiligen sich die hellen Nerineenkalke (Sulzfluhkalke) in ganz bedeutender Mächtigkeit am Aufbau. Ausserdem tritt häufiger nur Radiolarienhornstein und Falknisbreccie auf und ein grauer Schiefer, der mit dem im vorigen Abschnitt erwähnten viel Aehnlichkeit hat, meist aber durch Radiolarien oder Calpionellen gekennzeichnet ist. Die brecciösen roten Kalke und Mergel kann man wohl zum grössten Teil dem Ophicalcit zuzählen, soweit sie mit Serpentin gemeinschaftlich auftreten.

Sulzfluhkalk.

Die von Lorenz im westlichen *Rätikon* nachgewiesenen „hellleuchtenden, grauen, zum Teil oolithischen dolomitischen Kalke mit Nerineen“, die dort nur spärlich an der Zusammensetzung des Gebirges teilnehmen und schwer zugänglich nur an der *Wurmhalde* und bei der *alten Schamellahütte* zu finden sind, gewinnen östlich des *Cavelljochs* derart an Mächtigkeit, dass die Wichtigkeit ihres Anteils am Aufbau des vorliegenden Gebietes (s. das Panorama Taf. XI) selbst einem ungeübten Auge auffallen muss.

Von den *Kirchlispitzen* an umranden die mächtigen Kalkfluhen der *Drusenfluh, Sulzfluh* und *Scheienfluh* (*Weissplatten*) in mächtigen Schuppenpaketen[1] den nördlichen Rand des *Prätigaues.* Von *Plasseggen* ab verschmälert sich das Kalkband unter dem Einfluss der Ueberschiebung des *„Silvrettamassivs“*, ist aber am *Schollberg* und an der *Gempifluh* noch weithin sichtbar; an der *Rätschenfluh* schuppen sich die Massen noch einmal mächtig auf, um dann — im Fallen verfolgbar — am *Schlappinabach* bei *Klosters Dörfli* zu verschwinden. Auch das vielerwähnte Fenster bei *Gargellen* im *Montafon* steht, wie Rothpletz und Koch schon erwähnt, mit den *Prätigauer* Sulzfluhkalken im engsten Zusammenhang. Nachdem sich jetzt das tithonische Alter des ganzen Kalkzuges herausgestellt hat, erledigt sich auch das grosse Interesse, das man einstmals diesem Komplex „helvetischer Kreide“ in ostalpinem Gebiet entgegenbrachte, da die Lösung der Frage jetzt auf keine wesentliche Schwierigkeiten mehr stösst.

---

[1] Vgl. Tektonischer Teil.

Die Fortsetzung der *Prätigauer* Sulzfluhkalke[1] in der Bündner Aufbruchszone lässt sich nach Südosten hin nicht ohne weiteres feststellen. Dass die hellen Kalke bei *Langwies* und die Pretschkalke des *zentralen Plessurgebirges* ihnen zuzuzählen sind, kann man wohl mit Recht annehmen, wenn auch ROTHPLETZ[2] nur unbestimmbare Austernschalen darin fand. Nach Norden hin lassen sich die Kalke der *Kirchlispitzen*, wie schon erwähnt, über *Wurmhalde—Schamella* nach dem *Fläschertäli* der *Falknis* verfolgen, wo freilich ein Facieswechsel[3] vorzuliegen scheint. Die Tithonfauna, die LORENZ aus dem *Fläschertäli* beschreibt, scheint sich dem oberen Tithon von *Stramberg* zu nähern, während die Sulzfluhkalke den *Innwalder* Nerineenkalken (unteres Tithon) zuzuzählen sind. Eine sichere Unterscheidung beim Fehlen sicher bestimmbarer Cephalopoden wird sich nicht durchführen lassen.

Es hat lange gedauert, bis man sich von der Einheitlichkeit des tithonischen Alters dieser mächtig aufstrebenden Kalkfluhen des *östlichen Rätikons* überzeugte, so sehr auch die äussere Gestalt eine Lösung dieser Frage aufdrängte. Zuerst vielfach verkannt, dann vielfach geahnt aber nicht nachdrücklich ausgesprochen, kam die richtige Deutung erst in den Arbeiten von ROTHPLETZ und LORENZ zum Ausdruck. Das Verdienst, erstmalig von tithonischen Kalken an der *Sulzfluh* gesprochen zu haben, kommt G. A. KOCH[4] zu[5].

1853 Auf den Profilen von ESCHER, die auf der ersten genaueren Erforschung des *Rätikons* fussen, treten die Sulzfluhkalke als „Jura", „Hauptdolomit" und „Lias" auf.

1859/62 RICHTHOFEN erblickte in ihnen oberen Dachsteinkalk, während die Couches rouges der oberen Kreide von ihm, wie von den meisten folgenden Forschern als Adnether

---

[1] Unter diesem Namen fasse ich diejenigen tithonischen Kalke zusammen, die durch die nachher zu beschreibende Fauna charakterisiert sind.

[2] ROTHPLETZ a. a. O. S. 51.

[3] Der Tithon des *Fläschertäli* scheint, abgesehen von der abweichenden Fauna, eine mehr flyschartige Ausbildung zu haben.

[4] Petrefakten vom Plateau der Sulzfluh. Verhandl. der k. k. Reichsanstalt, Wien 1876, S. 371.

[5] Zum erstenmal wurde Tithon im *Rätikon* von MOESCH 1872, und zwar am *Luziensteig* (*Fläscherberg*), zum *Fläscherberg* fortstreichend, festgestellt.

Lias angesehen wurden. Fossilfunde[1] lagen diesen Annahmen ebensowenig zu Grunde, wie der Ansicht

1864 G. Theobalds, der die *Nordabfälle der Rätikonfluhen* als „Steinsberger und Adnether Lias“, die steileren *Südabstürze* als Dachsteinkalk deutete.

1873 verzeichnet Mojsisowics auf seiner Karte nur Kreide in helvetischer Ausbildung, mit der Begründung durch jenen hypothetischen Kreidefund Merians[2] am *Lünergrat*[3] und durch die Douglasschen und seine eigenen Funde von *Gargellen*, die, wenn auch sehr schlecht erhalten, als Caprotinen gedeutet wurden[4].

1876 Erst Koch wies auf das Vorhandensein tithonischer Lagen hin, nachdem ihm eine Nerinea Staszycii vom Plateau der *Sulzfluh* zur Bestimmung vorgelegen. Im übrigen hält er die Ansicht von Mojsisowics aufrecht, weist aber, wie auch später 1894, darauf hin, dass dem Tithon wohl eine weitere Verbreitung zukomme, als man bisher angenommen.

1891 vereinigt Tarnuzzer die Ansichten von Mojsisowics und Koch und sieht die nördlichen Abhänge für Jura (Tithon), die südlichen für Kreide an, wofür er neue Fossilien beibringt, die von Meyer-Eymar als Schrattenkalkfossilien bestimmt wurden. Es stellte sich dann später heraus, dass die Kreidefossilien gleichfalls Tithonnerineen waren, soweit das schlecht erhaltene Material überhaupt eine Bestimmung zuliess.

---

[1] Die von ihm erwähnten lithodendronartigen Korallenstöcke (S. 115) haben ihn nur in seiner Annahme bestärkt, aber nicht zur Bestimmung geführt.

[2] Vgl. Escher, Vorarlberg 1853, S. 15.

[3] Durch die freundliche Vermittlung von Herrn Professor C. Schmidt in Basel erhielt ich die fraglichen Stücke Merians aus der Basler Sammlung geschickt und zugleich die Erlaubnis, im Bedarfsfalle an den Stücken zu schleifen und zu präparieren. Leider wurde auch dadurch die Bestimmung nicht gefördert. Herr Professor G. Boehm, der so freundlich war, mich bei dieser Untersuchung zu unterstützen, neigte zu der Aunahme, dass möglicherweise Capriniden vorlägen, da sich auf den Schliffen Andeutungen von Kanälen zeigten. Der Habitus des Gesteins, in dem die Fossilien sitzen, entspricht den dunklen Tithonkalken, z. B. vom *Fläschertäli*, weshalb ich, auch wegen der unsicheren Bestimmung, eher an Tithon als an Kreide glauben möchte. Es ist merkwürdig, dass diese grossen Zweischaler nur in dem einen Block von P. Merian vor 50 Jahren gefunden wurden, und sonst nie wieder irgendwie verwandte Formen.

[4] Seine Darstellung ging dann auch auf die geologische Karte der Schweiz von Heim und Schmidt 1894 über.

1897 spricht Steinmann zum erstenmal aus, dass die Masse der *Drusenfluh-Sulzfluh* als eine Fortsetzung des vom *Falknis* herkommenden Jurazuges[1] aufzufassen sei. Seine Untersuchung der Tarnuzzerschen Kreidefossilien ergab, dass dieselben so schlecht erhalten waren, dass unmöglich eine Bestimmung des Horizontes von ihnen abgeleitet werden dürfe, er wies vielmehr auf die Aehnlichkeit mit den weiter oben liegenden Kalken des *Sulzfluhplateaus* hin.

1899 glaubte Tarnuzzer wenigstens für die Kalke der *Gempifluh* und des *Rätschenhorns* an der Annahme eines jurassischen und cretacischen Kalkes festhalten zu müssen, wovon er erst 1901 abging[2].

1900 Rothpletz weist nochmals den schon früher erkannten[3] einheitlichen Charakter der Sulzfluhkalke vom *Cavelljoch* bis *Klosters* nach und nimmt auf Grund einer grösseren Anzahl gut bestimmbarer Fossilien tithonisches Alter für die ganze Kette an.

1902 Dankenswert war die Aufgabe, der sich Lorenz unterzog, nachdem das tithonische Alter festzustehen schien, die Beziehungen der Sulzfluhkalke zu den übrigen Faciesausbildungen des Malm festzustellen.

Im Laufe der Sommer 1903 und 1904 war es mir möglich, von verschiedenen Fundstellen eine so reiche Fauna aus den Sulzfluhkalken zu sammeln[4], wie sie bisher noch nicht bekannt gewesen. Zum Vergleich standen mir ferner die Lorenzschen Aufsammlungen aus dem *Fläschertäli* am *Falknis* und von der *Halde am Fläscherberg* zur Verfügung. Ausserdem wurden mir durch die Freundlichkeit der Herren Prof. Rothpletz, Prof. Vacek, Prof.

---

[1] Die Auffassung von Rothpletz (Alpenforschungen S. 43), Steinmann habe für die *Drusenfluh* Theobalds älterer Ansicht beigepflichtet, beruht auf einem Missverständnis, da auf der folgenden Seite (Steinmann a. a. O. S. 82, Zeile 5—10) die oben angeführte Meinung, wie sie deutlicher nicht ausgesprochen werden kann, diese Ansicht widerlegt.

[2] Centralblatt 1901 Brief an A. Rothpletz.

[3] Vgl. Steinmann.

[4] Der grösste Teil der Stücke wurde nach meiner Anleitung von dem Galtviehhirten der Alp *Partnun*, Johann Lanzendörfer aus *Schiers*, gesammelt, der guten Blick und Verständnis bewies.

G. A. KOCH und Dr. TARNUZZER, die wenigen Stücke, die sich in den Sammlungen zu *München*, *Wien* und *Chur* befinden, zur Verfügung gestellt, mit der Erlaubnis zur weiteren Bestimmung, zu präparieren und zu schleifen. So ist es mir denn möglich, eine umfassende Zusammenstellung der Tithonfauna des *Rätikons*, d. h. der Sulzfluhkalke zu geben. Die Tithonkalke des *Falknis* (Fossilpunkt *Fläschertäli*) zeigen eine von der der Sulzfluhkalke verschiedene petrographische Ausbildung; doch kann nach der vorhandenen Fauna allein (verschieden von der der Sulzfluhkalke) ein Faciesunterschied nicht festgestellt werden.

Soweit ich an der *Sulzfluh* beobachtete, treten auch dort die Tithonkalke in zweifacher Ausbildung auf, jedoch nur in der einen von ihnen, in den dunkleren, oolithischen Kalken, waren die Fossilien enthalten, in den andern seltener oder gar nicht. Grenzen sind natürlich schwer zu ziehen. Nach der Lage der Schuppenpakete an der *Sulzfluh* möchte ich annehmen, dass die tieferen Lagen der jeweiligen Schuppen von dunkleren, fein- oder groboolithischen Kalken mit splitterigem Bruch eingenommen werden, während darüber hellere, graue, gelbliche und rosa Kalke ohne Oolithbildung mit muscheligem Bruch liegen. Für die Lage und Abgrenzung der Schuppen (vgl. S. 46) bilden die eingelagerten Bänke von Couches rouges und Kreideflysch und die Reibungsbreccien auf dem Sulzfluhplateau gute Wegweiser.

Die hauptsächlichen Fundpunkte im Bereich der Sulzfluhkalke waren schon früher, besonders seit ROTHPLETZ und TARNUZZER bekannt; erwähnenswerte neue Fundpunkte vermag ich nicht hinzuzufügen. Ich sammelte 39 Arten, wovon 32 noch nicht aus dem *Rätikon* bekannt waren, darunter 3 neue Arten[1]. Viele Arten der folgenden Aufzählung[2] sind in mehreren Exemplaren vertreten, manche sogar, wie Itieria Staszycii und Nerinea Hoheneggeri var. raetica und Cryptoplocus consobrinus sehr häufig. Ich fand:

Rhipidogyra flabellum MICH.
Acanthogyra multiformis OGILVIE
Convexastraea minima ÉT.
Stylina tubulifera PHILIPPS.

---

[1] Sämtliche Stücke befinden sich in der Sammlung des Geologischen Instituts zu *Freiburg i. B.*

[2] Vgl. auch den Anhang: Paläontologische Bemerkungen zur Fauna der Sulzfluhkalke.

Montlivaultia cf. dilatata Mich.
Diplocoenia cf. clathrata Ét.
Stylina Waldeckensis Ét.
Terebratula cf. Nebrodensis Gemm.
Terebratula cf. cyclogonia Zeuschn.
Cardium corallinum Leymerie.
Corbis spec. (Taf. X, 5.)
Isocardia spec.
Pecten spec.
Purpuroidea carpathica Zitt.
Purpuroidea spec.
Tylostoma spec.
Tylostoma striatum Gemm. (Taf. X, 4.)
Cerithium nodosostriatum Peters.
Pseudomelania (Chemnitzia) cf. Castor Zitt.
Cylindrites nov. spec. (Taf. X, 6.)
Chemnitzia nov. spec. (Taf. X, 3.)
Itieria Cabanetiana d'Orb.
Itieria Staszycii var. helvetica Zeuschn.
Itieria cf. Austriaca Zitt.
Itieria melanoides Zitt.
Ptygmatis carpathica Zeuschn.
Cryptoplocus cf. cingulatus Zitt.
Nerinea nov. spec. (Taf. X, 2.)
Nerinea Hoheneggeri var. raetica. (Taf. X, 1.)
Nerinea pseudobruntrutana Gemm.
Nerinea cf. Silesiaca Zitt.
Nerinea Lorioli Zitt.
Nerinea Hoheneggeri Peters (?)
Nerinea Partschi Peters.
Ellipsactinia ellipsoidea Steinm.

Zur weiteren Kenntnis des Tithons im *Rätikon* gehören die Funde von Rothpletz bei *Plasseggen* und *Partnun:*

Cryptoplocus consobrinus Zitt.
Actaeonina utriculum Gemm.
Diceras Lucii Defr.
Itieria Staszycii Zeuschn. var. helvetica.
Petersia granulosa Gemm.
Lima spec.
Vola spec.

Ostrea spec.
Ptygmatis spec.
Pseudomelania spec.

Durch Vergleich mit meinem Material konnte ich unter den unbestimmten Stücken (nach Anschleifen) noch feststellen:

Itieria Moreana d'Orb.
Nerinea Hoheneggeri Peters var. raetica.
Ptygmatis Carpathica Zeuschn.
Ptygmatis pseudobruntrutana Gemm.

Dazu kommen die auch schon vorher bekannten Funde von Koch (1876):

Itieria Staszycii Zeuschn.

vom *Sulzfluhplateau*[1], von Bosshard (1890) auf dem Gipfel der *Sulzfluh:*

Cardium corallinum Leym.

und von Lorenz (1901) an der *Sulzfluh:*

Nerinea Lorioli Zitt.
Ptygmatis pseudobruntrutana Gemm.

Die sonstigen Tithonfossilien von *Gargellen* und von der *Sulzfluh*, die zumeist in *Wien* bestimmt wurden, sind mir nicht bekannt, doch wurde immer auf deren schlechten Erhaltungszustand hingewiesen[2], so dass ich glaube, dass nichts Wesentliches zur Vollständigkeit vorstehender Liste fehlt.

Erwähnt seien noch die früher als Kreidecaprotinen angesehenen Fossilien von *Partnun.* Soweit es überhaupt möglich war, durch Präparieren und Anschleifen Bestimmungsmerkmale freizulegen, kam ich zu der Ansicht, dass nur verschiedene Nerineendurchschnitte[3] vorliegen, wie solche im ganzen Bereich der Sulzfluhkalke recht häufig zu finden sind. Genauer bestimmen konnte ich davon:

Itieria Moreana d'Orb. vom *Grubenpass.*
Ptygmatis pseudobruntrutana Zeuschn. } vom
Nerinea Partschi Peters } *Sulzfluhgipfel.*

---

[1] Ich fand unter dem mir von den Herren Professor Tietze und Vacek freundlichst zur Verfügung gestellten Material aus der k. k. Geol. Reichsanstalt noch eine Zweischalerklappe, die gut erhalten aber unbestimmbar, vom Typus der Astarte Damesi.

[2] Vgl. Koch und Mojsisowics.

[3] Bei Tarnuzzer a. a. O. S. 12 lies Itieria statt Hieria.

Im übrigen hindert die mangelhafte Erhaltung daran, weiteres festzustellen. Nochmals[1] aber sei betont, dass nicht der geringste Anlass für die Bestimmung als Kreidecaprotinen vorliegt und dass überhaupt im ganzen Bereich der Sulzfluhkalke vom *Cavelloch* bis *Klosters* — im Gegensatz zu den Angaben von MOJSISOWICS, MERIAN und RICHTHOFEN — bisher noch alle gefundenen Fossilien dem Tithon zugezählt werden konnten.

Die von mir gefundenen Stücke, die ich in der ersten Liste (S. 30/31) zusammengestellt habe, sind zum Teil für alpine Verhältnisse sehr gut erhalten, jedenfalls fand ich unter allen mir zum Vergleich vorliegenden früheren Funden keine ähnlich gut erhaltenen Stücke; teilweise waren die übrigen Bestimmungen sogar auf einen weit fraglicheren Erhaltungszustand begründet. Ausser den aufgezählten Stücken blieben noch mehrere Dutzend schwer bestimmbarer Bruchstücke (z. B. vom *Gamstobel*) von Nerinea, Cryptoploceus, Ptygmatis, Itieria, Cerithium, Pseudomelania, Pachyrisma, Pecten und Durchschnitte verschiedener Nerineen und Zweischaler übrig, die zum Teil mit den aufgezählten identisch waren, zum Teil aber weiter untersucht wurden, insoweit, als dies einigen Erfolg versprach[2]. Am besten erhalten sind die Stücke vom *Sulzfluhplateau*, wo an manchen weniger zugänglichen Stellen des *Karrenfeldes* Platten von vielen Quadratmetern Fläche mit schön erhaltenen Nerineen geradezu übersät sind[3]. Nächstdem waren am ergiebigsten die Fundpunkte an der Südseite des *Plasseggenpasses* und die *Scheyenhalde*, unter dem *roten Kopf* der *Windecke* am *Partnuner See*.

Die übrigen Fundpunkte *Schollberg*, *Sulzhütte*, *Scheienzahn*, *Gamstobel* sind von geringerer Bedeutung. Auffallend ist es bei der grossen horizontalen Ausdehnung der Sulzfluhkalke, dass sich sämtliche Fossilpunkte nur um *Sulzfluh* und *Scheienfluh*, zufällig die Stellen stärkster Gebirgsbewegung (vgl. *Grubenpass* und Blattverschiebungen), gruppieren, während von den *Kirchlispitzen*,

---

[1] Vgl. STEINMANN a. a. O.

[2] Bei den meisten von mir bestimmten Nerineen musste ich mir erst durch Anschleifen eine Basis für die Bestimmung schaffen, aber auch die äusserlich guterhaltenen Stücke liess ich in der Steinschneiderei von Gebr. Trenkle in *Waldkirch i. B.* durchschneiden.

[3] Bisher standen mir leider die Hilfskräfte nicht zur Verfügung, um einige dieser Platten zu sprengen; beim Herausschlagen gingen die einzelnen Stücke meist entzwei.

Drusen-, *Rätschen-* und *Gempifluh* nur unbedeutende Nerineendurchschnitte bekannt sind[1], vom *Schollberg* ausserdem einige Korallen[2].

Nachfolgende Tabelle gibt die Tithonfauna der Sulzfluhkalke mit der Verteilung auf die einzelnen Fundpunkte[3]. Einige paläontologische Bemerkungen zur Fauna der Sulzfluhkalke finden sich im Anhang (vgl. auch Taf. X).

	Plasseggenpass	Scheienhalde am Partnunsee	Scheienzahn	Sulzfluhgipfel und Sulzfluhkarrenfeld[4]	Sulzhütte	Schollberg
Acanthogyra multiformis OGIL.					—	
Diplocoenia cf. clathrata ÉT.					—	
Rhipidogyra flabellum MICH.						—
Convexastraea minima ÉT						—
Stylina Waldeckensis ÉT.						—
Stylina tubulifera PHILLIPS.		—				
Monlivaultia cf. dilatata MICH.		—				
Ellipsactinia ellipsoidea STEIN.					—	
Terebratula cf. Nebrodensis GEMM.	—					
Terebratula cf. cyclogonia ZEUSCHN.	—					
Corbis spec.	—					
Isocardia spec.	—					
Pecten spec.	—					
Vola spec.						
Ostrea spec.				—		
Cardium corallinum LEYM.		—		—		

---

[1] Bei genauerer Untersuchung werden sich in den Steilwänden der Fluhen sicher noch viele andere Fundstellen finden. Bei der Ausdehnung meines Arbeitsgebietes konnte ich nicht spezieller mein Augenmerk darauf richten. Möglich auch, dass gerade durch die starke Gebirgsbewegung, die sich an der Grubenecke geäussert hat, Schichten anstehen, die anderswo in der Tiefe lagern.

[2] Im Kalk von *Gargellen* konnte ich leider keine Fossilien finden, obgleich ich fast alle die Tithonwände durchschneidenden Tobel durchklettert habe. Nur im *Kalkofentobel* fand ich einige unbestimmbare Durchschnitte.

[3] Für die übrigen Fundpunkte aus dem Tithon des *Rätikons* verweise ich auf LORENZ a. a. O. S. 28.

[4] Es ist nicht möglich, die einzelnen Fundpunkte zu trennen, wäre aber doch von Wichtigkeit, da die Fossilien von drei ganz verschiedenen Schuppen stammen.

	Plasseggenpass	Scheyenhalde am Partnunsee	Scheyenzahn	Sulzfluhgipfel und Sulzfluhkarrenfeld	Sulzhütte	Schollberg
Diceras Lucii Defr.			—			
Purpuroidea spec.	—					
Purpuroidea carpathica Zitt.					—	
Tylostoma striatum Gemm. . .	—					
Tylostoma spec.		—				
Cerithium nodosostriatum Pet.	—					
Pseudomelania cf. Castor Zitt.	—				—	
Pseudomelania spec.			—			
Chemnitzia nov. spec. . . .				—		
Cylindrites nov. spec. . . .	—					
Itieria Cabanetiana d'Orb. . .	—					
Itieria Moreana d'Orb. . . .	—	—				
Itieria Staszycii Zeuschn. . .	—			—	—	
Itieria cf. Austriaca Zitt. . .		—				
Itieria cf. rugifera Zitt. . . .		—			—	
Itieria melanoides Zitt. . . .				—		
Ptygmatis carpatica Zeuschn.	—	—		—	—	
Ptygmatis pseudobruntrutana Zeuschn.			—	—		
Cryptoplocus consobrinus Zitt.	—	—				
Cryptoplocus cf. cingulatus Zitt.	—					
Nerinea Hoheneggeri Peters var. raetica	—	—				
Nerinea Hoheneggeri Peters				—		
Nerinea Lorioli Zitt.	—			—		
Nerinea cf. Silesiaca Zitt. . .	—					
Nerinea nov. spec.	—	—			—	
Nerinea pseudobruntrutana Gemm.		—				
Nerinea Zeuschneri Peters .		—				
Nerinea Partschi Peters . .				—		
Nerinea nodosa Voltz					—	
Actaeonina utriculum Gemm. .		—				
Petersia granulosa Gemm. . .				—		

Malmschiefer.

Rothpletz erwähnt auf seinen Profilen häufig einen grauen Schiefer mit der Bezeichnung t_1 = schiefriges Tithon. Vorhanden ist solcher wohl, natürlich ebenso wie der „massige Tithon“ nur in der Aufbruchszone, aber in weit geringerer Verbreitung als von ROTHPLETZ angenommen, da er Couches rouges, Seewenschichten und einen Teil der Streifenschiefer mit einbezogen hat.

Wo solche grauen Schiefer auftreten und sich von solchen unbestimmten Alters (vgl. S. 22) unterscheiden lassen, sind sie immer durch Radiolarien und Calpionella alpina LORENZ charakterisiert. An der *Gaisspitz* zieht sich dicht neben den Seewenkalken (?) und Schiefern unbestimmten Alters ein Streifen solcher Schiefer hin, in dem sich Radiolarien finden. Besonders häufig ist ein solcher Schiefer in der *Tilisunaaufbruchszone*, wo er in enger Gemeinschaft mit den feinen Breccien auftritt. Es sind dort alle Uebergänge von festem Kalk mit muscheligem Bruch bis zu feinsplitterigem Schiefer vorhanden. An der *Tilisunahütte* fand ich darin ein Stück eines Aptychus und am *Verspalengrat* Spuren, die auf Apiocrinus schliessen lassen. Sonst fanden sich Radiolarien und deutlich erkennbare krugförmige Durchschnitte von Calpionella[1]. Diese grauen Kalke dicht bei der *Tilisunahütte* dürften der von LORENZ schon erwähnten vierten Malmfacies, den Chatelkalken, angehören. Gerade an der *Tilisunahütte* sind sie eng mit Hornsteinen verquetscht. Demnach scheinen sie einen Bestandteil der rätischen Zone zu bilden.

Auch bei *Plasseggen* (an der dritten Blattverschiebung) an der *Gargellenrinderalp*, bei *Weberlis Höhle* und im *Gafiertal* kommt er vor.

Besonders das Profil (Taf. VIII A, Prof. X) am *Nordostabhang* des *Gafiertales* dicht am *Talegg* ist für den Verband dieser Schiefer (hier an der einzigen mir bekannten Stelle, wo dieselben unter dem Tithon vorkommen) mit den übrigen Faciesausbildungen des Malm sehr interessant. In mehrmaliger Folge wechselt dieser Schiefer mit Radiolarit und dem Tithon der Sulzfluhkalke ab.

Von den Sulzfluhkalken sind diese Gesteine auch in der massigen Ausbildung wesentlich verschieden, nach den Fossilfunden kann es sich aber wohl nur um eine andere Facies des Malm handeln.

Vorkommen: Diese grauen Kalke und Schiefer finden sich nur in Gesellschaft der Radiolarienhornsteine und wie diese auch nur in der Zone des Serpentins (Rätische Zone).

---

[1] Bei fleissigem Schleifen findet man, dass Calpionella alpina LRZ. bei weitem verbreiteter ist, als man erwartet.

Falknisbreccie und Radiolarienhornstein.

Mit dem Namen Falknisbreccie bezeichnet man eine polygene Breccie aus Sedimenten (hauptsächlich jurassische — selten triasische [?] Kalke) und kristallinischen Gesteinen, besonders Graniten[1]. Ueber das Alter und die Herkunft der Breccie (und besonders der kristallinen Komponenten) herrschten lange Zeit sehr verschiedene Ansichten. Theobald, Heim, Rothpletz und Steinmann hielten sie für liasisch, Tarnuzzer für cretacisch. Erst Lorenz konnte durch Auffindung unzweifelhaft tithonischer Fossilien (*Fläschertäli*) in der Grundmasse und in den Komponenten der Falknisbreccie, den Nachweis erbringen, dass es sich um eine Malmfacies handelt. Auch fand er Calpionella alpina und erkannte darin ein wichtiges Mikroleitfossil für den Malm[2].

Ueber die Herkunft der kristallinen Gesteine wurden die verschiedensten Meinungen geäussert, von Tarnuzzers Erklärung ganz abgesehen. Steinmann glaubte die kristallinen Komponenten in Zusammenhang bringen zu können mit einem unter dem *Prätigau* verdeckten Massiv, Lorenz erinnert an die Aehnlichkeit der Komponenten mit Gesteinen aus dem *Briançonnais* und denkt sich die *Zone des Briançonnais*, die im Gebiet des *Vorderrheins* unter die Flyschdecke hinabtaucht, möglicherweise unter dem Flysch bis ins *Prätigau* fortgesetzt. Auch erwähnt er die weitgehende Aehnlichkeit einiger Granite mit dem Juliergranit. Nachdem ich die Granite, die denen der Falknisbreccie ähnlich sind, in weiterer Verbreitung als bisher bekannt, im *Rätikon* anstehend nachgewiesen habe, glaube ich auf den Zusammenhang der grünen julierartigen Granite und der Komponenten der Falknisbreccie hinweisen zu müssen.

Die Falknisbreccie findet sich nur unterhalb der Sulzfluhkalke, nirgends habe ich oberhalb davon Andeutungen dafür gefunden. Der grösste Teil der in den oberen Lagen der Aufbruchszone vorhandenen Breccien gehört dem Lias an. Ausserdem finden sich dort auch noch Dolomitbreccien.

Das Gebiet mächtigster Entwicklung der Falknisbreccie liegt am *Falknis* selbst; im *östlichen Rätikon* kommt ihr weniger Bedeutung zu. Unter den *Kirchlispitzen* und der *Drusenfluh* (vgl. Taf. VIII A, Prof. V u. VI) ziehen sich Bänke hin, grössere Ausdehnung gewinnt sie aber erst wieder im *Gafiertal* (auch von THEOBALD schon erwähnt). Aus dem Profil (Taf. VIII A, Prof. X) ist ihr Auftreten unter dem Tithon ersichtlich. Sie ist dort als ganz grobe Breccie entwickelt und wechsellagert mit grauen Schiefern und Kalken; die Komponenten (viel Kristallin, besonders Diorit, heller Gneiss, grosse Hornsteinbrocken, abwechselnd fein und grobkörnig) sind oft von doppelter Kopfgrösse, dazwischen finden sich wieder Lagen, die ganz feinkörnig sind, mit vielen kleinen Komponenten und wenig Zement[1].

---

[1] Auf die mögliche Verwandtschaft zwischen den Graniten der Falknisbreccie und den granitischen Ueberschiebungsapophysen unter dem Tithon wurde schon oben hingewiesen (S. 10).

[2] Wie schon erwähnt, ist Calpionella alpina Lrz. auch in anstehendem Gestein im *Rätikon* nicht selten.

Eine weitere Faciesausbildung des Malm, zugleich ein wichtiger Leithorizont, sind die bunten Radiolarienhornsteine[2] (rot und grün mit Uebergängen; an der *Tilisunahütte* vorzugsweise grün, ebenso am *Schweizertor* und am *Nerrajöchl*). Sie kommen nur in dem Gebiet oberhalb der Sulzfluhkalke vor, in engster Gemeinschaft mit basischen Eruptiven. An der einzigen Stelle, wo Radiolarit unterhalb der Sulzfluhkalke liegt (im oberen *Gafiertal*, s. Taf. VIII A Prof. X), ist dies auf die Verwerfungen zurückzuführen, die durch das *obere Gafiertal* gehen (sehr deutlich an den Hängen der *Gempifluh* zu beobachten).

Meist treten die Radiolarite in enger Gemeinschaft mit Diabasporphyriten und den roten Ophicalciten auf, darin zeigt sich eine für die Aufbruchszone sehr charakteristische Zusammensetzung (*Nerrajöchl*, *Schweizertor*, *Oefenpass*), häufig sie sind von dicken Quarzadern durchzogen. Die Farbe (rot und grün) wechselt, doch sind auch Uebergänge vorhanden[3]. Im allgemeinen ist der grüne Radiolarit mehr im *Westen* entwickelt, der rote im *Osten*. Südöstlich vom *Plassegenpass* an kommt kein grüner Radiolarit mehr vor[4].

---

[1] In den grauen Kalken findet sich auch Calpionella alpina LRZ.

[2] Die Radiolarien sind niemals spezifisch bestimmbar.

[3] Bei der *Tilisunahütte* (vgl. Karte Fig. 7) ziehen drei breite Bänke, 1—5 m mächtig, parallel mit der Streichrichtung der dortigen Aufbruchszone, verlaufen aber dann allmählich an den Hängen des *Motadonakopfes*. Die Hauptmasse ist grün; dicht bei der Hütte zeigen sich auch Uebergänge zu rotem Radiolarit. Der grüne Radiolarit scheint mehr Fossilien als der rote zu enthalten.

[4] Bei *Gafia* (Taf. VIII A, Prof. X) liegen zwei breite rote Bänke unter dem Tithon, ebenso ist er an der *Saaser Alp* mächtig entwickelt.

Eine Verwechslung mit den permischen Verrucanoschiefern ist wohl denkbar (oft ist die Unterscheidung nur mikroskopisch möglich), doch zeichnet sich der Radiolarit im allgemeinen durch grössere Härte und reicheren Gehalt an Quarzadern aus. Rothpletz hält die Radiolarienhornsteine für permisch; Wähner (Sonnwendgebirge) spricht sie dem Dogger zu.

Vorkommen: Falknisbreccie nur unterhalb der Sulzfluhkalke.

Radiolarienhornstein nur im Bereich der basischen Eruptiva (rätische Zone).

Kreide.

Schon im Jahre 1853 erwähnt Escher (S. 15) vom *Cavelljoch*, dass P. Merian dort einen Kreideblock mit Fossilien der Gosaumergel gefunden habe. Darauf gestützt, spricht Mojsisowics den ganzen Zug der Sulzfluhkalke als Kreide an, eine Deutung, die nachher auch auf die geologische Karte der Schweiz (1 : 500 000) von Heim und Schmidt (1894) übergegangen ist[1]. Bestärkt schien diese Annahme durch die Bestimmung der Tithonfossilien von *Gargellen* und vom *Grubenpass* (durch Mayer-Eymar) als Schrattenkalk, die sich nachher als irrig herausgestellt hat. Sicher beglaubigte Kreidefunde lagen noch nicht vor, denn noch im Jahre 1897 konnte Steinmann schreiben: „Ich glaube den jetzigen Standpunkt unserer gesicherten Kenntnisse dahin zusammenfassen zu können, dass am Rande des *Rätikons* vom *Falknis* bis nach *Klosters* das Vorhandensein der Kreideformation überhaupt noch nicht nachgewiesen ist[2].“ Erst Lorenz[3] konnte mächtige Schieferkomplexe durch sicher bestimmte Fossilien der Kreide zuweisen. Er fand untere Kreide in Flyschausbildung mit Algen und Breccienzwischenlagen (Tristelbreccie), die durch Belemniten, Orbitolina lenticularis und eine neue Diplopore (Diplopora Mühlbergi, Lorenz) bestimmt war — eine **Küstenfacies.** Die bunten Foraminiferenkalke, die durch eine reiche Mikrofauna bestimmt waren, wies er endgültig den Couches rouges zu — eine **Hochsee-**

---

[1] Vgl. auch S. 28. Ein Beweis für Kreide scheint mir auch jetzt durch die mutmassliche Annahme von Capriniden nicht erbracht zu sein.

[2] Freilich fügt er in der Anmerkung die Beschränkung hinzu: „Sofern man nicht die bunten Foraminiferenkalke, die den Couches rouges durchaus gleichen, zur Kreide rechnen will.

[3] S. 7—25 a. a. O.

ausbildung. Damit hat sich LORENZ ein hervorragendes Verdienst um die Geologie des *Rätikons* erworben, da man erst auf dieser Grundlage zu einem richtigen Verständnis des Gebirgsbaues kommen konnte[1]. Besonders für das Verständnis des West—Ost streichenden Zuges im *östlichen Rätikon* (*Cavelljoch—Tilisuna*) ist dieser Nachweis von besonderer Wichtigkeit. Soweit es notwendig ist, werde ich daher einen Teil der LORENZschen Ausführungen wiederholen.

Untere Kreide und Tristelbreccie (Urgo-Aptien).

Die untere Kreide zeigt im allgemeinen einen echten Flyschcharakter, und zwar oft so täuschend, dass es sehr schwer hält, sie von tertiären oder jurassischen, flyschartigen Bildungen zu trennen. Sie ist daher auch lange Zeit falsch gedeutet worden, wodurch ein Verständnis des tektonischen Aufbaues dieser Gegend sehr erschwert wurde. Erst durch die polygene Breccie, die eine charakteristische Mikrofauna zeigt und durch deutliche Uebergänge mit den Schiefern verbunden ist, war eine sichere Trennung dieser Schichten möglich. Ja es zeigt sich sogar, dass dem Kreideflysch weit grössere Verbreitung zukommt, als man bisher annehmen konnte.

Sichere Anhaltspunkte gewähren nur die Funde von Orbitolina lenticularis, sowohl im *Prätigau* als auch in dem Schiefer-Breccienzug, der über das *Nerrajöchl* nach *Tilisuna* streicht.

Diese spärlichen Fossilfunde rechtfertigten jedoch nicht meine ursprüngliche Annahme, dass alle Horizonte dieses Schiefer-Breccienzuges der Kreide zuzuzählen seien. Die Identifizierung der groben Breccien mit solchen, aus dem *Chablais* und von der *Hornfluh*, als jurassisch bekannten, ergab die Notwendigkeit, eine reinliche Scheidung zwischen offenbar liasischen und den sicher cretacischen Elementen dieses Zuges durchzuführen.

Dieser Forderung nachzukommen bin ich bis jetzt noch nicht in der Lage. Ich hoffe jedoch später weiteres darüber mitteilen zu können.

Sicher scheint mir bisher festzustehen, dass die groben Breccien (mit Triaskomponenten und selten Kristallinem) dem Lias angehören. Sie gehen aber in feinere Breccien über, die ich den „oberen Breccien“ (Brêche superieur) der *Hornfluh*gegend gleichzustellen versuchte. In diesen feineren Breccien oder wenigstens in gewissen Bänken, die von diesen zu trennen mir bisher noch nicht gelang, finden sich Orbitolinen. In dieser Ausbildung gleichen diese feineren Breccien ganz der Tristelbreccie, die bisher sicher nur aus dem Bereich der Sulzfluhkalke bekannt ist. Die „obere Breccie“ wird ja überall auch für jünger als Lias angesprochen, ob ihr aber cretacisches Alter zukommt, lässt sich noch nicht mit Sicherheit sagen, ebensowenig ob sie mit der Tristelbreccic identisch ist. Da aus der Zone der Breccien schon obere Kreide in der Form von Couches rouges bekannt ist, die sonst auch nur in der Zone der Sulzfluhkalke auftreten, wäre es ebensowenig auffallend, dass in beiden Zonen auch die untere Kreide gleichartig ausgebildet ist. Soviel lässt sich aber mit Sicherheit behaupten, dass auch in der Zone der Breccien, solche sicher cretacischen Alters teils als Crinoidenbreccien, teils durch Orbitolinen charakterisiert, auftreten. Daraus ergibt sich, dass auch in dieser Zone einem Teil der Schiefer möglicherweise cretacisches Alter zukommt. Ein gleiches lässt sich von den flyschartigen Schiefern des Sulzfluhkalkbereiches und des *Prätigaues* behaupten. Ich will versuchen die verschiedenen Arten dieser Schiefer kurz zu charakterisieren. Welche von den noch zu besprechenden Schiefern und Breccien (wo nicht Fossilfunde zu Hilfe kommen) als sicher cretacisch anzusprechen wären, darüber möchte ich mich aber einstweilen noch nicht bindend äussern, da ein grosser Teil dieser Schiefer auch durch das Auftreten, mit den Liasbreccien zusammen, charakterisiert ist.

---

[1] PAULCKE, Antirätikon S. 18 teilte dann mit, dass überhaupt in der ganzen Bündner Schieferzone der Anteil des Kreideflyschs weit reichlicher sei, als man bisher habe annehmen dürfen.

Es treten hauptsächlich auf:

1. braune, eisenschüttige Sandsteine bzw. sandige Kalke und Schiefer in stark wulstiger Ausbildung.

2. Schwarze, rostgelb angewitterte, teils gebankte, teils stark geknetete Schiefer, reichlich durchzogen von regellosen, dicken Kalkspateinlagerungen (dazwischen Tristelbreccie häufig). Stellenweis Uebergänge in schwarze, sehr fein gebankte Schiefer mit starkfettglänzender Oberfläche, die vielfach Wechsellagerung mit den braunen Sandsteinen zeigen. Die Bruchstücke erhalten dann oft das Aussehen von abgescheuerten Scherben eines ehemals glasierten dunkelbraunen Tongeschirrs („Topfscherbenschiefer“). Dies scheint für den Schieferzug hinter *Sulz-* und *Drusenfluh* besonders charakteristisch zu sein. Im *Prätigau* fand ich solche Schiefer kaum oder sehr selten.

Diese beiden Schieferarten sind eng gebunden an das Auftreten der Liasbreccien[1]. Im Bereich der Zone des Serpentins und Radiolarits haben Schiefer und Breccien eine ganz andere Ausbildung. Es finden sich dort

3. schwarzer, brauner, grüner, algenreicher Mergelschiefer (oftmals in die Breccien eingepresst), der Uebergänge in grauen Schiefer, vom Habitus der Liasfleckenmergel zeigt; graue, zum Teil spätige Bänke von brecciösem Kalk (mit Orbitolinen) und braunen Hornsteinlagen.

Lagen bei 1 und 2 keine direkten Hinweise, sondern nur eine gewisse Wahrscheinlichkeit für cretacisches Alter vor, so kann man für die unter 3 zusammengefassten Schichtglieder dies mit einiger Bestimmtheit annehmen.

Der ausgesprochene Flyschcharakter der zuletzt genannten Schiefer wird noch verstärkt durch einen Algenreichtum, wie man ihn sonst nur aus dem tertiären Flysch kennt. LORENZ kam zu dem Ergebnis, dass die Algenflora der unteren Kreide im wesentlichen dieselbe zu sein scheint wie die des Tertiärs. Ganz besonders gilt dies von den verbreitetsten Phycopsis (Chondrites), Arten, die bisher immer als beweiskräftig angesehen worden waren.

LORENZ[2] fand in der unteren Kreide folgende Algen:

Phycopsis arbuscula, FISCHER-OOSTER.
Phycopsis affinis, STERNBERG.
Phycopsis Targioni, BRG.
Phycopsis intricata, BRG.
Granularia spec.
Fucoides, cf. latifrons, HEER.
Keckia spec.
Caulerpa spec.
Ausserdem noch Wurmspuren (Palaeodyction)[3].

---

[1] Interessant ist es, dass schon ESCHER, offenbar intuitiv vorahnend (denn eine Begründung gibt er nirgends an), auf seinem Profil das Gebiet des *Verspalengrates*, zwischen *Schwarzhorn* und *Sulzfluh*, als Urgoaptien einzeichnet.

[2] A. a. O. S. 22.

[3] Der Hauptfundpunkt ist der Kessel zwischen *Schafboden* und *Plasteikopf* (*Lichtenstein*) und am *Jesfürkli*. Ich fand Fukoiden im Bereich des Kreideflyschs bei *Verspalen* am *Bilkengrat* (sehr häufig), im Gebiet der *Tilisunahütte* (*Seehorn, Plattenpass*) und am *Madrisjoch*. An der *Tilisunahütte* streicht ein etwa 2 m breiter Streifen von grauem, sericitisch glänzendem Fukoidenschiefer von *Verspalen* zum *Motadonakopf* hinüber.

Wert als Leithorizont erhalten diese Schiefer und die ihnen verbundenen Breccien erst durch die nachher zu erwähnenden makro- und mikroskopischen Fossilien. Der grössere Teil dieser Fossilien wurde aber nicht in den Schiefern gefunden, sondern in den brecciösen Schichten.

Lorenz hat die Breccien der unteren Kreide als „Tristelbreccien“ (benannt nach der Felsschwelle „*Tristel*“ im Hochtal *Jes*) bezeichnet. Ausserdem finden sich aber im *östlichen Rätikon* noch Breccienhorizonte, die offenbar auch der (unteren) Kreide zuzuzählen sind, mit der der Lorenzschen Tristelbreccie aber nicht übereinstimmen.

Lorenz beschrieb die Tristelbreccie folgendermassen: „Die Grundmasse ist ein spätiger, oolithischer[1], teils fein, teils grob brecciöser, feinkörniger, dunkler Kalk, von grauer Verwitterungsfarbe. Bei *Tristel* ist die Breccie sehr fein; man erkennt dort vorherrschend triasische Dolomite. Nach Westen gegen die *Grauspitz* zu wird die Breccie gröber. Die Komponenten erreichen das grösste Mass von 1—3 cm. Unter den triasischen Dolomiten und Kalken erkennt man einen dunkeln, grünschwarzen, sehr bituminösen, feldspathaltigen Schiefer. In gleicher Menge findet man einen lichtbraunen, rötlichen oder weissen feinkörnigen Glimmersandstein bzw. Quarzit und einen hellgrünen Sericitschiefer, der im Mikroskop neben Quarz viel Feldspat zeigt. Untergeordnet gesellt sich dazu ein sericitischer, pechschwarzer Tonschiefer.“

In dieser Form sind die Breccien der Kreide vorzugsweise im *westlichen Rätikon* (*Falknis-Tschingel*) ausgebildet. Im *östlichen Rätikon* fand ich dermassen ausgebildete Breccien nur in der Zone der Sulzfluhkalke (eingepresst zwischen Sulzfluhkalk und Couches rouges) und im Prätigauflysch in nächster Nachbarschaft der „Aufbruchszone“ (*Garschinafurka*).

Ob die feinen Breccien des Breccienzuges nördlich der *Kirchlispitzen—Sulzfluh* dazu gehören, habe ich schon weiter oben in Frage gestellt. Einstweilen lässt es sich noch nicht in befriedigender Weise beantworten.

Die vorherrschende Ausbildung der Kreidebreccien scheint im *östlichen Rätikon* davon wesentlich verschieden zu sein. Sie sind nicht weit verbreitet und überall an das Auftreten der Serpentine, Radiolarite und des Fukoidenflysches gebunden.

---

[1] Der oolithische Charakter verliert sich im *östlichen Rätikon* vollständig.

Es ist eine merkwürdige Mittelbildung zwischen Schiefern und Breccien. Wegen ihrer sehr charakteristischen, stets gleichbleibenden Ausbildung pflegte ich sie während der Aufnahme des Gebietes

Mandelschiefer

zu nennen. In einer schiefrigen oder sandigen Grundmasse schwimmen, in grossen Abständen voneinander — selten dicht gedrängt — kugelige bis mandelförmige Brocken von triasischen Kalken und Dolomiten, seltener von Malm und kristallinen Gesteinen. Oftmals sind die Zwischenräume noch mit kleineren meist ähnlichen Komponenten erfüllt, gewöhnlich aber ist die Grundmasse ein homogener dunkler Schiefer. Am *Schwarzhornsattel* findet sich derselbe Schiefer mit roter Grundmasse und gelben Dolomitmandeln und in dieser Ausbildung gleicht er der Cenomanbreccie des *Plessurgebirges*. Wie die meisten Schiefer im Bereich der Tilisunaquetschzone und der Schwarzhornsynklinale sind auch die „Mandelschiefer“ und ihre Komponenten stark von Serpentin injiziert. Anfangs war ich geneigt, diese Schiefer für einen Triashorizont zu halten (ehe ich Malmkomponenten fand), da keine Fossilien vorhanden, waren, die eine andere Annahme rechtfertigten. Nachdem sich aber Uebergänge zu feineren tristelartigen Ausbildungen fanden (bei *Tilisuna* und am *Oefenkopf*) und diese Uebergangsausbildungen durch Orbitolinen (am *Seehorn*) und Crinoidenbreccien bestimmt erscheinen, glaube ich auch die „Mandelschiefer“[1] für einen Kreidehorizont halten zu müssen.

Die Altersbestimmung der eben erwähnten Schiefer und Breccien gründet sich auf folgende Funde.

An makroskopischen Fossilien fand Lorenz nur Belemniten. Im Hochtal von *Jes* viele unbestimmbare Bruchstücke, aus den braunen Sandkalkschiefern unterhalb der hinteren *Grauspitz* zwei gut erhaltene Exemplare von Belemnites subfusiformis Rasp.

An mikroskopischen Fossilien fanden sich sowohl im *westlichen* als im *östlichen Rätikon*[2]:

---

[1] Ich fand die Mandelschiefer im *Oefentobel* an den Abhängen des *Kreuzjochs* und am *Madrisjoch*, an beiden Stellen mächtig entwickelt. Ausserdem in Uebergängen zur Tristel(?)breccie dicht neben der *Tilisunahütte* und am Absturz des *Seehorns* zum *Tilisunasee*.

[2] Fundpunkte für diese Fossilien waren hauptsächlich *Verspalengrat*

Orbitulina lenticularis Blbg.	
Lituola spec.	
Rotalia spec.	
Milioliden	in grosser Menge.
Textularien	
Bryozoen	
Calpionella alpina Lrz.	nur im westl. Rätikon, aber sehr selten.
Radiolarien	

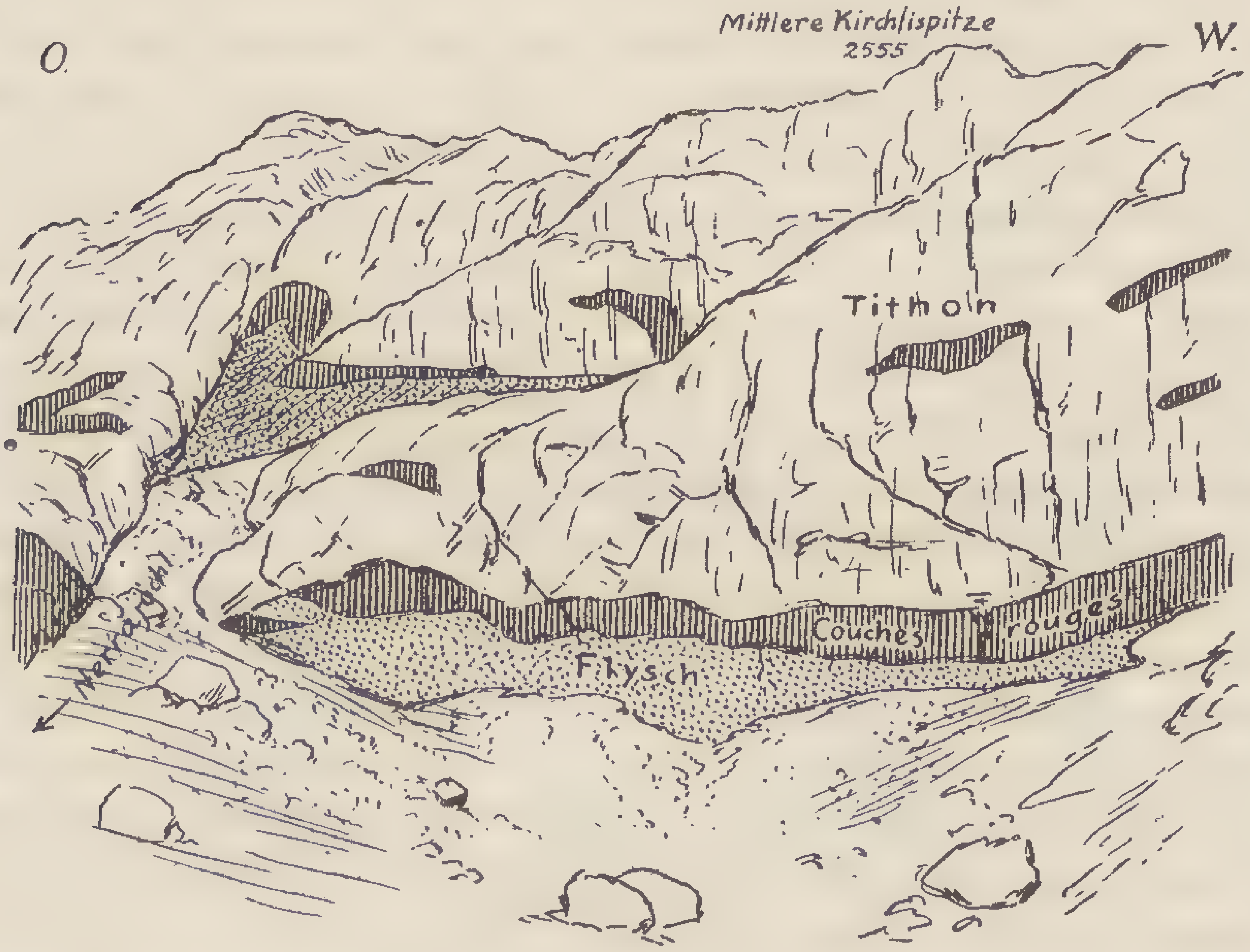


Fig. 2. Couches rouges und Kreideflysch eingepresst in den Tithon der Kirchlispitzen.

Da Orbitolina lenticularis als Leitfossil für das Urgoaptien universelle Bedeutung besitzt, dürfte das untercretacische Alter der durch sie bestimmten Breccien über jeden Zweifel sicher sein.

Ausserdem fand Lorenz noch eine diploporenartige Siphonee:

Diplopora Mühlbergi, Lorenz[1], deren Fund insofern interessant ist, als diploporenartige Kalkalgen in grösserer Verbreitung

---

Tilisunahütte, Seehornabhang (Bryozoen, Milioliden, Orbitolina lenticularis) und *Garschinafurka* im *Prätigau* (Rotalia, Milioliden, Bryozoen, Orbitolinen).

[1] A. a. O. S. 19.

nur aus der Trias bekannt sind. Im *östlichen Rätikon* habe ich sie nirgends gefunden.

Tektonischer Wert kommt den Schiefern und Breccien der unteren Kreide nur an den *Kirchlispitzen* zu. Dort trägt die Zuweisung eines Teiles der flyschartigen Schiefer, die zwischen Tithon und Couches rouges eingepresst[1] sind, nicht unwesentlich zu einer einfacheren und leichteren Erklärung der tektonischen Lage bei.

Die Abgrenzung der einzelnen Schuppen war erst dadurch möglich, dass man die Regelmässigkeit in den vermeintlich gesetzlosen Einquetschungen von Couches rouges und Flysch[2] erkannte, die besonders am *Nordabsturz* der *Kirchlispitzen* (Fig. 2) und an der *Drusenfluh* (Fig. 16) gut zu studieren sind. Fast an allen Stellen ist die Reihenfolge der einzelnen Schichten nach folgender (schematisierter) Ordnung zu erkennen. Von unten nach oben:

Couches rouges
Kreideflysch
Tithon

Tithon
Kreideflysch
Couches rouges

Tithon
Kreideflysch
Couches rouges

Tithon
usw.

Eine solche gesetzmässige Folge ist freilich nicht an allen Stellen erhalten[3], weil ausser den Schuppen noch transversale (Blatt-)Verschiebungen sich an der Gestaltung des heutigen Bildes der *Kirchlispitzen* beteiligt haben.

---

[1] Einquetschungen von Flysch in den Tithon sind mir sonst nur von der *Rätschenfluh* und aus der *Schüsshöhle* (am Südabhang der *Drusenfluh*) bekannt.

[2] Am *Schweizertor* ist typische Tristelbreccie mit dem Flysch in den Tithon gepresst.

[3] Im Gegensatz zu der regelmässigen Folge findet man an den *Kirchlispitzen* auch folgende Schichtung:

Tithon
Couches rouges
Kreideflysch

Kreideflysch
Couches rouges
Tithon

Vorkommen: Zusammenfassend sei erwähnt, dass sicher nachgewiesene Tristelbreccie nur in der Zone der Sulzfluhkalke, die Mandelschiefer aber nur in Gesellschaft des Fukoidenflysches, des Serpentins und Radiolarits (Rätische Zone) auftreten. Fossilien der unteren Kreide sind auch im Prätigauflysch gefunden worden.

Obere Kreide.

Couches rouges.

Auch dieser mächtige Schichtenkomplex ist erst von Lorenz richtig gedeutet worden[1] und durch vergleichende Untersuchung der Mikro- und Makrofauna unzweifelhaft als obere Kreide (den makroskopischen Fossilien nach wohl Turon oder Senon) erkannt worden. Lorenz[2] charakterisiert die Couches rouges[3] folgendermassen: „Dieser Schichtenkomplex ist als einheitliche Gesteinsfolge ausgebildet. Jeder Versuch der Gliederung erwies sich als aussichtslos. Der Gesteinscharakter ist folgender: Es ist ein vorwiegend dichter, mehr oder weniger dünnschiefriger Kalk von hellgrauer Grundfarbe, wolkenartig durchzieht das Gestein eine grüne (FeO) oder rote (Fe_2O_3) Färbung. Letztere wurde die Veranlassung, diesem ganzen Komplex bunter Kalkschiefer die Bezeichnung Couches rouges beizulegen."

Im *östlichen Rätikon* herrschen die roten Couches rouges vor, grünliche sind mir nur von der *Windecke* (oberhalb des *Partnunsee*) und von der *Tilisunahütte* bekannt. Am mächtigsten sind graue Couches rouges (mit gelblicher Verwitterungsfarbe) an der *Drusenfluh* entwickelt[4], wo man ihnen bisher eine bei weitem zu geringe Bedeutung zugemessen hatte. Sie bilden die ganze Gipfelkuppe der *Drusenfluh* (der grösste Teil des Aufstieges auf dem *Imhofweg* und durch die *Blodigrinne* zum Gipfel führt nur durch graue Couches rouges und geringe darin eingequetschte Flyschpartien)[1]. Die Couches rouges an dieser Stelle sind zuweilen sehr ähnlich den grauen jurassischen (?) Schiefern, so dass dem äusseren Anblick nach eine Verwechslung damit (ROTHPLETZ) schon begreiflich erscheint. Eine mikroskopische Untersuchung dieser makroskopisch besonders durch feine Schichtung und zahlreiche Pyriteinsprenglinge ausgezeichneten Schiefer zeigt aber, dass eine solche Fülle von Globigerinen (besonders linnaeana) vorhanden ist, wie sie sonst in den grünen und roten Schiefern niemals vorkommt.

---

[1] Nachdem Steinmann (1897) schon Couches rouges in den bunten Foraminiferenschiefern vermutet hatte.

[2] Ich verweise auf die ausführliche Darstellung von Lorenz a. a. O. (S. 7—15) und wiederhole nur das Notwendigste, da die Couches rouges im *östlichen Rätikon* nicht von solcher Wichtigkeit sind, wie im *westlichen Rätikon*.

[3] An der *Tilisunahütte* zieht ein schmales (einen halben Meter breites) Band Couches rouges durch die Aufbruchszone. Dicht am Wege nach *Schruns*, 30 m unterhalb der Hütte, ist es aufgeschlossen. Globigerinen finden sich hier verhältnismässig spärlich.

[4] Diese Schiefer zeigen äusserlich wie mikroskopisch eine grosse Aehnlichkeit mit den nachher zu besprechenden Seewenschichten unterhalb des Tithon. Dem widerspricht nur, dass ich kaum jemals Spuren von Pithonella ovalis Kauffm. darin fand, dagegen reichlich Glob. linnaeana.

An makroskopischen Einschüssen fand LORENZ im *Rätikon* ausser Algen grosse und kleine Bruchstücke von Inoceramen, verdrückte Belemniten und einen wohlerhaltenen Belemniten, der das einzige vollständig erhaltene Fossil dieser Schichten aus dem *Rätikon* darstellt. LORENZ hält es, doch ohne Gewähr, für ein Jugendexemplar von Belemnitella mucronata SCHLTHEIM[2].

Dieser spärlichen Makrofauna steht eine reiche und wohlcharakterisierte Mikrofauna gegenüber. LORENZ sagt darüber: „Das massenhafte Auftreten von Protozoen ist für die Couches rouges geradezu bezeichnend. Die Verteilung der Protozoen nach Arten und nach der Häufigkeit ihres Auftretens ist nicht gleichmässig. Genauere von mir angestellte Untersuchungen haben zu keinem stratigraphisch verwertbaren Ergebnis geführt."

Er fand nachfolgende Formen[3]:

Globigerina bulloides D'ORB.
Globigerina cretacea D'ORB.
Globigerina linnaeana
Orbulina universa D'ORB.

---

[1] Auffallend ist es, dass die gleich hohen Gipfel der *Türme* nicht die geringste Spur einer Couches rouges-Bedeckung zeigen. Es zeigt dies wohl, dass an der Blattverschiebung des *Eisjochs* auch eine erhebliche vertikale Senkung stattgefunden hat (vgl. Tektonischer Teil).

[2] Ausserdem fanden sich noch an den *Kirchlispitzen* (*Nordseite*) einige Haifischzähnchen.

[3] Am *„roten Kopf"* der *Windecke*, oberhalb *Partnun*, fand ich in den Couches rouges eine feine rote Breccie, offenbar nur aus Kreidekomponenten bestehend, in der sich mehrere schöne Exemplare von Orbitolina lenticularis fanden. Es ist nicht ersichtlich, ob es in die Breccie verschwemmte Formen sind.

Discorbina pertusa Marsson
Textularia spec.
Radiolarien (aber nicht unzweifelhaft).

„Durch die Lagerung der Couches rouges im *westlichen Rätikon* in normalen, ungestörten Profilen auf Schichten, deren Alter — Urgo-Aptien — durch Leitfossilien unstreitig erwiesen, ist eine annähernd richtige Altersbestimmung ermöglicht: Man darf nunmehr mit Recht die Couches rouges für Ablagerungen der oberen Kreide ansehen[1].“

Ihre Verbreitung im *östlichen Rätikon* ist fast untrennbar mit der des Tithons verbunden. Wie schon erwähnt (S. 46), kommen sie hauptsächlich als Einquetschungen und trennende Schuppen im Tithon vor — am augenfälligsten an den *Kirchlispitzen* und an der *Drusenfluh* (vgl. Fig. 16). An der *Sulzfluh* nur auf der *Gauertalseite,* und an der *Scheienfluh* nur am Absturz nach den *Gruben* am *„roten Kopf“* der *Windecke* oberhalb des *Partnunsees* (sandsteinartig, konglomeratisch und schiefrig). Dann wird ihr Auftreten entsprechend auch dem des Tithons immer spärlicher. Nur schwach entwickelt findet man sie am Abhang des *Schollberges.* Von dort an verschwinden sie aus der Bündner Aufbruchszone.

Vorkommen: Das Auftreten der Couches rouges ist im allgemeinen an das der Sulzfluhkalke gebunden. Wie schon aus den *Freiburger Alpen* eine andere Verbindung (mit der Zone der Breccien) bekannt ist, so findet sich auch im *Rätikon* eine solche Stelle (30 m nördlich der *Tilisunahütte*, am Wege nach *Schruns*), wo Couches rouges ausnahmsweise im Bereich der Breccienzone vorkommen.

Globigerinenschiefer (Seewenschichten).

Seewenkalke schienen im *Rätikon* bisher nur ganz untergeordnete Bedeutung zu besitzen. Lorenz erwähnt nur wenige unbedeutende Reste aus dem *Wildhaustobel* im *Lichtensteinschen* und von *Laweina.*

Auch im *östlichen Rätikon* beteiligen sie sich nicht in grosser Mächtigkeit am Aufbau, dagegen verleihen sie durch die Bestimmtheit, mit der man in einer gewissen Zone — unter dem Tithon — auf ihr Auftreten schliessen kann, dieser ein charakteristisches

---

[1] Unterstützt wird diese Bestimmung durch Fossilien aus der Oosterschen Sammlung in *Bern,* die auf Turon und Senon deuten.

Gepräge. Anfangs vermochte ich mir über die Stellung dieser Schiefer nicht klar zu werden, da Schliffe parallel zur Schichtung nichts zu Tage förderten. Erst in Schliffen senkrecht zur Schichtung[1] konnte man den Fossilreichtum dieser Schichten erkennen.

Entsprechend der Lage unter der Tithonüberschiebung sind diese Schichten sehr stark gequetscht und zerdrückt, weshalb ich anfangs, ebenso wie Lorenz (am *Kirchli*), Streifenschiefer darin vermutete. Durch die starke Pressung sind die Fossilien natürlich in gleicher Weise in Mitleidenschaft gezogen worden und zum Teil schwer erkennbar. In der Hauptsache fanden sich Globigerinen (darunter gelegentlich auch linnaeana) und Rotalien, in den meisten Schliffen auch Pithonella ovalis Kauffm., die Lorenz als ein Leitfossil für die Seewenschichten bezeichnet. Die Grenzen gegen die Couches rouges sind schwer zu bestimmen, da der äussere Habitus nicht genügend charakteristische Unterscheidungsmerkmale bietet und gelegentlich auch Pithonella ovalis Kauffm. in den Couches rouges vorkommt. Man kann nur soviel bestimmt behaupten, dass alle grünen, grünlichen, gelblichen und roten Schiefer wohl sicher zu den Couches rouges gehören; welche von den grauen Schiefern, ist unbestimmt; die stark gepressten und gequetschten Schiefer, in denen sich keine Schichtung eines homogenen Gesteins, sondern verschiedene hellere und dunklere Bänkchen unterscheiden lassen, glaube ich für die Seewenschichten in Anspruch nehmen zu dürfen. Zweifelhaft bleiben also eigentlich nur die grauen Schiefer der *Drusenfluh* (vgl. S. 48), in denen Rotalien, Globigerinen und gelegentlich auch Pithonellen vorkommen. Ausserdem finden sich im Bereich der *Vorarlberger Trias* (*Stallehr* bei *Bludenz*, *Schattenlaggant*, *Kreuzjoch*) Globigerinenschiefer, denen verschiedenes (meist jurassisches) Alter beigelegt wird[2], die auch in ihrer Ausbildung wesentliche Unterschiede von den eben erwähnten zeigen.

Am *Partnunsee* gleichen die Globigerinenschiefer stellenweis den „Knötchenschiefern“ aus dem *Schanielatobel* von *Pany*. In diesen konnte ich aber keine Foraminiferen finden, sondern nur (undeutlich erkennbar) seltsame fünfstrahlige Sterne (Pentacrinus ?);

---

[1] Eine Methode, die ich nur dringend empfehlen kann, wenn auch die Unterlage des Schliffes schwierig, d. h. erst durch Zerschneiden, hergestellt werden muss.

[2] Escher-Hess 1903, Taf. VI.

Rothpletz hält sie für Crinoidenschiefer. Mir scheint jedoch diese Ausbildung von unwesentlicher Bedeutung.

Ein besonderes Interesse erhalten die Globigerinenschiefer dadurch, dass sie untrennbar mit dem Auftreten der Granitapophysen unter dem Tithon verknüpft sind und so gewissermassen die oberste Lage der Prätigauschiefer bilden, über die sich dann die Malmkalke der *Sulzfluh* auftürmen.

Sowohl an der *Sulz* (Taf. VIII A, Prof. IX) wie am *Partnunsee* (Taf. IX C, Prof. 2, 4) liegt unter dem Granit der Globigerinenschiefer; zwischen Tithon und Granit schieben diese Schiefer sich nur bei *Klosters Dörfli* ein[1] (die Unterlage des Granits ist nicht aufgeschlossen). Ausserdem finden sich die Globigerinenschiefer noch unter der *Sulzfluh* am *Ziperle* (Taf. VIII A, Prof. VIII) unter der *Drusenfluh* (Taf. VIII A Prof. VI), am *Kirchli* unter den *Kirchlispitzen*, am *Kanzelkopf* und am *Lünerek*. Die Profiltafeln VIII A und IX C geben Aufschluss über die Lagerung der Globigerinenschiefer.

Im Gebiet des *Schollbergs* und der *Rätschenfluh* konnten Globigerinenschiefer unter dem Tithon nicht nachgewiesen werden; im Gebiet des *Falknis* und *Tschingel* wurden sie bisher auch noch nicht gefunden, doch möchte man ihr weitere Verbreitung vermuten. Besonders da dieselben Globigerinenschiefer von Lorenz im *Wildhaustobel* gefunden wurden (ebenfalls unter der Tithonlinie) und von Steinmann bei *Capetsch* am *Carmenapass* (*Plessurgebirge*) unter der Linie des Pretschkalks[2].

Oberhalb des Tithon fand ich diese Globigerinenschiefer, trotz eifrigem Schleifen, in der eigentlichen Quetschzone nicht, dagegen einen Streifen dicht unter der *Kreuzspitz* (hier auch Reste von Inoceramen) dicht neben Radiolarienschiefern und unbestimmten grauen Schiefern. Sie gleichen hier jedoch den Globigerinenschiefern von *Schattenlaggant* (*Brandner Tal*) und *Stallehr.*

Bündner Schiefer des Prätigau.

Mehrfach ist im vorstehenden auf die Schwierigkeit einer Gliederung der sog. „Bündner Schiefer" im Bereich des *Prätigaues* hingewiesen worden. Eine solche wird erst nach langwieriger, zeitraubender Arbeit, die grosse Anforderungen an Geduld und

---

[1] Hier und am *Ziperle* fand sich Pithonella ovalis Kauffm.

[2] Steinmann und Hoek hielten die Globigerinenschiefer hier für einen Tertiärhorizont.

Ausdauer stellt, gelöst werden können. Nur durch systematische, mikroskopische Untersuchung der einzelnen Sedimente kann es gelingen, Klarheit zu schaffen.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass man unter diesen Schiefern Sedimente der verschiedensten Zeitalter treffen wird, die alle in Flyschfacies ausgebildet sind. Schon aus der Aufbruchszone sind flyschartige Ausbildungen der Trias (Streifenschiefer), des Malm, der unteren und oberen Kreide bekannt, ausserdem die möglicherweise tertiären Schiefer von der *Goldrosenhütte*. Es wird sich dann vielleicht herausstellen, dass viele der bisherigen Beobachtungen vollkommen exakt und richtig waren, dass der Fehler nur in der Verallgemeinerung der einzelnen Befunde lag.

Bisher haben die „Bündner Schiefer“ des *Prätigau* die verschiedenartigsten Auslegungen gefunden.

Schon 1836 wies G. STUDER[1] die Schiefer des *Schanfigg* sowie die von *St. Antönien* der unteren Kreide zu.

RICHTHOFEN hielt sie im wesentlichen für Lias- und Tertiärflysch.

THEOBALD erblickte in ihnen auf Grund seiner angeblich liasischen Fossilien Lias, zeichnete aber ausserdem auf seinen Karten sehr exakt breite, weithin streichende Bänder als kalkige Bündner Schiefer (SK) aus, die sich durch ihren petrographischen Habitus wesentlich von den übrigen unterscheiden und sich jetzt an verschiedenen Punkten als Kreide erwiesen haben[2].

In einem dieser SK-Züge (*Pany*) liegt auch der oben erwähnte „Knötchenschiefer“. An mehreren Punkten in diesen SK-Zügen fanden sich Orbitolinen (*Casanna* bei *Klosters*).

ROTHPLETZ machte den ersten Versuch einer Abgrenzung des liasischen und tertiären Anteils der Bündner Schiefer, konnte sich dabei aber auch nur auf ganz lokale Einzelbeobachtungen stützen[3].

LORENZ wies dann durch den Fund eines (leider sehr schlecht erhaltenen und nur andeutungsweise bestimmbaren) Orbitoides echten Oligocänflysch nach und erkannte, dass die untere Kreide in Flyschausbildung grossen Anteil am Aufbau des *Rätikons* nimmt. Demgegenüber muss ich erwähnen, dass ich in allernächster Nähe der *Goldrosen-(Col rosa) Hütte* Orbitolinen fand, ebenso wie an manchen andern Punkten dicht unter den Tithonfluhen (*Garschina*). Unwillkürlich wirft man auch die Frage auf, weshalb sich im Laufe der Untersuchungen der letzten Jahre niemals wieder Beweismittel für einen oligocänen Anteil fanden, häufig dagegen für cretacische Ablagerungen.

---

[1] Die Gebirgsmasse von Davos S. 26 u. 40.

[2] Professor C. SCHMIDT fand zwischen *Küblis* und *St. Antönien* (im *Willischtobel* bei *Pany*) in einem dieser Sk-Züge feinsplittrigen mikroskopisch-brecciösen Kalk, den er am ehesten mit der Tristelbreccie identifizieren zu können glaubte. In gleicher Weise scheint der Sk-Zug im *Fondeital*, nördlich *Langwies*, zur Kreide zu gehören.

[3] Es fehlt die Begründung dafür, weshalb der Liasflysch nur zwei Kilometer ins *Schanielatal* (bei *Küblis*) hineinreichen und dann ein Wechsel zu Tertiärflysch stattfinden soll.

Meine Beobachtungen erstrecken sich nur auf die Gebiete allernächst der Aufbruchszone. Weiter in die Vorberge hinein habe ich die Schiefer nirgends verfolgt.

Ueber den liasischen und tertiären Anteil der Schiefer konnte ich keine Beobachtungen machen. Auffällig erschien es mir, dass untere Kreide mit Tristelbreccie und deren charakteristischen Fossilien viel weiter verbreitet zu sein scheint, als bisher bekannt. Jedenfalls scheinen mir die von Lorenz als „vorwiegend Sandsteine und bankige graue Kalke“ unterschiedenen Schichten vorwiegend cretacisches Alter zu besitzen. Dazu gehört auch, wie eben erwähnt, der Flysch von der *Goldrosenhütte*, in dem Lorenz seinen Orbitoides fand. In diesen Schichten fand ich dieselbe Mikrofauna wie in der Tristelbreccie, unter anderem zwei Orbitolinen. Dort wie an der *Garschinafurka*[1] fanden sich ausserdem Hornsteinbänkchen, kleinere Brocken von Radiolarien- und Globigerinenschiefern und im übrigen Milioliden, Textularien, Rotalien, Orbitolinen und Bryozoen.

Eine genauere Aufnahme muss jedoch erst zeigen, wie weit sich die Kreide an dem Prätigauflysch beteiligt, bis jetzt steht nur fest, dass dicht an der Aufbruchszone und in den Theobaldschen SK-Zügen Kreide vorhanden ist. Das Vorkommen von Tertiärflysch scheint mir bisher am wenigsten erwiesen.

Ausser den erwähnten Mikrofossilien zeichnen sich die flyschartigen Schichten auch durch einen grossen Algenreichtum aus, der jedoch, wie Lorenz nachgewiesen hat, in keiner Weise leitende Formen für die Unterscheidung bietet.

Berühmt waren schon seit langem (Studer 1856) die aus dem vorliegenden Gebiet stammenden Fukoidenfunde von *Partnun* im *Churer* Museum (Fucus aequalis und Fucus Targioni). Ausserdem gibt LORENZ eine reiche Liste (S. 4) von Flyschalgen, Wurmspuren und ähnlichen Fährten, die er bei *Ganey* fand, denen er aber scharf diejenigen aus dem Kreideflysch gegenüberstellt (vgl. S. 42).

---

[1] Aehnlicher Flysch mit Breccien fand sich auch im *Gafiertal* und am Wasserfall bei *Klosters Dörfli*.

Basische Eruptiva.

Basische Eruptiva sind im *östlichen Rätikon* weit verbreitet, wenn sich ihr Auftreten auch nur auf eine ganz bestimmte Zone erstreckt, die dem Schiefer-Breccienzug oberhalb des Tithon eingelagert zu sein scheint.

Am mächtigsten entwickelt ist Serpentin im Gebiet der *Schwarzhorn—Seehorn*-Synklinale. Am *Gauertalabsturz*, im Fallen angeschnitten, bedeckt er auf weite Entfernung hin den Talhang mit mächtigen Schutthalden. In der Aufbruchszone[1] ist Serpentin sonst noch weit verbreitet, nirgends aber wieder in solcher Mächtigkeit. Unter dem Tithon findet er sich nirgends, ebensowenig in den normalen Triasfalten.

Diese Serpentine unterscheiden sich nicht wesentlich von den übrigen innerhalb der Aufbruchszone bei *Arosa*[2] und *Davos*, so dass ich wegen der genaueren petrographischen Untersuchungen auf die Arbeiten von BODMER-BEDER und BALL verweisen kann. In der *Schwazhorn*gegend ist der Serpentin durch Gebirgsbewegung fast vollkommen zertrümmert und oft von Rutschflächen und kleinen Harnischen durchzogen. Fast stets ist er von Ophicalcit, seltener von Spilit (Variolit) begleitet[3].

Ophicalcit tritt an vielen verschiedenen Orten auf, ist aber auf dieselbe Zone wie der Serpentin beschränkt und an dessen Auftreten gebunden. Es ist ein roter, stark veränderter, brecciöser

---

[1] Hervorzuheben ist noch sein Auftreten am *Madrishorn*, wo auch Topfstein vorkommt (ähnlich dem sog. „Serpentin" von *St. Gallenkirch* im *Montafon*), ausserdem am *Plasseggenpass* zwischen einzelnen Blättern und unterhalb der *Mittagspitzenmulde*. An der *Mittagspitze*, im oberen *Rellstal* (*Salonienalp*), am *Schweizertor* und *Nerrajöchl*.

[2] Schon STUDER (Geologie der Schweiz) weist auf die Aehnlichkeit dieser Serpentine mit denen vom *Bürkelkopf* (im *Antirätikon*) und der *Totalp* bei *Davos* hin.

[3] Es sind mir nur zwei Vorkommen von Variolit bekannt (am *Schwarzhornsattel* und am *Schwarzhorn* auf der *Alpillaseite;* Spilit auch bei *Kaspars Loch*).

Kalk, der durch die Serpentinbrocken[1] einen lava- und gekröseartigen Charakter annimmt[2].

Lorenz vermutete darin einen Jurahorizont, vermochte aber keine beweisenden Fossilien zu finden.

Am mächtigsten scheint er an der *Plasseggenalm* entwickelt zu sein (unter der Mittagspitzenmulde), wo er in einer Höhe von fast 8 m aufgeschlossen ist (Fig. 5); sonst tritt er an allen Punkten auf, wo Serpentin vorhanden ist, und bildet eines der charakteristischsten Gesteine der Aufbruchszone.

Gabbroartige Gesteine finden sich in losen Blöcken in der Nähe des *Schwarzhorns*, z. B. am *Verspalengrat*. Ausserdem kommt noch an wenigen Punkten ein Diabasporphyrit vor, den Lorenz näher beschreibt[3]. Er fand ihn am *Nerrajöchl* neben jurassischem Radiolarienhornstein und Mergeln und Kalken des Kreideflysches. Sonst findet er sich noch am *Oefenpass*, im *Oefentobel*, am *Schweizertor* und oberhalb des *Plattenpass* (*Tilisuna*).

Sein Alter hält Lorenz für postoligocän, da er immer dort auftritt, wo sich die Ueberschiebung am gewaltsamsten geäussert hat.

Ueber das Alter der übrigen Eruptiva, besonders des Serpentin, lassen sich bestimmte Angaben nicht machen. Jedenfalls scheint er jünger als Jura und Kreide (vgl. Anm. 1) zu sein.

Vorkommen: Das Auftreten der basischen Eruptiva charakterisiert eine besondere Zone, die dem Schieferzug nördlich der *Sulzfluh-Drusenfluh* eingelagert ist (rätische Zone). An andern Orten finden sie sich nicht.

Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse.

Schon während der Beschreibung der Schichtenfolge habe ich besonderen Wert darauf gelegt, zu zeigen, dass gewisse Schichten auch eine gerade ihnen eigentümliche regionale Verbreitung besitzen.

An Wichtigkeit gewinnen diese Befunde, sobald man sein Augenmerk auf die faciell sehr verschiedene Ausbildung gleichaltriger Schichten wendet; besonders auffallend sind die Faciesunterschiede räumlich eng vereinter Schichten in den Ablagerungen des Malm und der Kreide. Dicht nebeneinander liegen Radiolarienhornsteine und Kalke der Tiefsee mit der oolithischen Flachseebildung des Tithon und der Strandbildung der Falknisbreccie.

---

[1] In manchen Flyschschiefern aus der Umgebung des *Schwarzhorns* sind feinste Injektionen zu erkennen, ebenso an Schiefern vom *Madrisjoch*.

[2] Es kommen auch feinkörnige rote Kalke ohne makroskopisch sichtbaren Serpentin (der nur im Schliff zu erkennen ist) vor.

[3] S. 39.

Es wurde ferner schon gelegentlich erwähnt, dass einzelne Schichten in ihrem Vorkommen an gewisse Vorbedingungen geknüpft zu sein scheinen, dass sie nur im Verband mit gewissen andern Schichten auftreten und dass ihnen ganz bestimmte lokale Verbreitungsgebiete zukommen.

Auch schon früher war es aufgefallen, dass sich die Falknisbreccien nur unter dem Steilabsturz der Sulzfluhkalke fanden, die roten und grünen Radiolarite dagegen nur hinter den Sulzfluhkalken, weitere Bedeutung vermochte man dem aber nicht beizulegen. Die Liasbreccien findet man nur zwischen den Sulzfluhkalken und der Trias, ebenso die Streifenschiefer; im Gebiet der Triasfalten ostalpiner Facies ist der Lias in Adnether Facies vertreten. Serpentine und Diabasporphyrite finden sich nirgends im Gebiet des *Prätigau*, auch nicht im Bereich der Sulzfluhkalke oder der Triasfalten, sondern nur in einem schmalen Streifen zwischen den beiden letztgenannten Gebieten.

In enger Gemeinschaft mit diesen Serpentinen und Diabasporphyriten finden sich dann auch immer rote Ophicalcite, Radiolarite und Radiolarienkalke der Tiefsee.

Im Bereich der Sulzfluhkalke ist die obere Kreide als typische Couches rouges ausgebildet, im Schiefervorland, dicht unter den Sulzfluhkalken, finden sich auch Globigerinenschiefer, die aber graue Farbe besitzen und einen ganz andern, mehr seewenartigen Eindruck machen.

Man kann demnach scharf zwischen fünf verschiedenen Zonen oder Faciesgebieten unterscheiden. Zuerst das Gebiet der Bündner Schiefer, deren oberste Lage durch die Globigerinenschiefer gebildet wird, dann die Zone der Sulzfluhkalke, in denen die Globigerinenschiefer als Couches rouges vertreten sind, der Malm als Sulzfluhkalk und Falknisbreccie. Drittens das Gebiet der Breccien des Lias, einer Küstenbildung, in dem Trias als Streifenschiefer mit Rauhwacke vorhanden ist, darüber die Serpentin-Radiolaritzone, die eine Tiefseeausbildung des Malm enthält. Die oberste Lage bilden dann die

Falten normaler ostalpiner Trias mit Lias in Adnether Facies (Tiefsee) und kristallinen Schiefern.

Die einzelnen Glieder der Schichtfolge verteilen sich demnach folgendermassen auf die Zonen:

I. Zone der Bündner Schiefer.

Flysch der unteren Kreide. Globigerinenschiefer. Lias? Tertiärflysch?

II. Zone der Sulzfluhkalke.

Der Malm ist in zwei Ausbildungen vertreten, als Sulzfluhkalk und als Falknisbreccie. Die Frage, ob hier zwei voneinander verschiedene Faciesgebiete vorliegen, will ich nicht entscheiden. Versuchen will ich aber, zu zeigen, womit man eine solche Trennung begründen könnte.

a) *Zone der Falknisbreccie.*

Grüne Juliergranite, anstehend und in der Falknisbreccie verarbeitet. Muschelkalk mit Hornsteinbändern. Rauhwacke. Falknisbreccie. Ob Kreideflysch und Couches rouges auch dieser Zone oder nur der Zone der Sulzfluhkalke angehören, muss ich unentschieden lassen.

b) *Zone des Sulzfluhkalks.*

Tithon (Sulzfluhkalk), Kreideflysch, Tristelbreccie, Couches rouges.

III. Zone der Liasbreccien.

Streifenschiefer. Rauhwacke. Dolomit. Liasbreccien. Liasflysch (?). Graue jurassische (?) Schiefer. Flysch und Breccien der unteren Kreide. Couches rouges.

IV. Zone der ophiolithischen Eruptiva.

Radiolarienhornstein und Kalk. Kreide(?)flysch mit Fukoiden. Mandelschiefer. Serpentin. Ophicalcit. Spilit, Variolit. Diabasporphyrit.

V. Zone der ostalpinen Trias.

Kristalline Schiefer. Diorit. Juliergranit. Verrucano und Buntsandstein. Muschelkalk. Rauhwacke. Raibler Mergel (?). Gelber und grauer Dolomit. Dolomitbreccien. Rät. Adnether Lias. Liasbreccie (?).

Bei der Erklärung der Lagerungsverhältnisse wird es sich ergeben, dass diese **fünf Zonen ihrer tektonischen Bedeutung nach als Decken aufzufassen sind.** Auf den Profilen und Ansichten sind die Zonen daher schon mit ihrem Deckennamen eingetragen. Nach STEINMANNS (Alpenforschungen II 16) Vorschlag empfiehlt es sich, diese Zonen oder Decken mit kurzen Namen zu bezeichnen.

Es entsprechen die „Zone der Bündner Schiefer“ vielleicht der Glarner Decke; die „Zone der Falknisbreccie“ und die „Zone der Sulzfluhkalke“ der Klippendecke; die „Zone der Liasbreccien“ der Brecciendecke; die „Zone der ophiolitischen Eruptiva“ der rätischen Decke; die „Zone der ostalpinen Trias“ der ostalpinen Decke.

Bei der **Beschreibung der Lagerungsverhältnisse** will ich mich der Ausdrücke **„Bündner Schieferzone“, „Klippenzone“, „Breccienzone“, „Rätische Zone“, „ostalpine Zone“** in ihrer **rein stratigraphischen Bedeutung** bedienen.

Lagerungsverhältnisse.

Orographischer und geologischer Ueberblick.

Das Verständnis der tektonischen Verhältnisse einer Gegend kann mit grösserem Nutzen gefördert werden — besonders in Ermanglung einer Uebersichtskarte[1] — sobald die orographischen Leitlinien der Gegend bekannt sind. Möge es deshalb hier genügen, mit wenigen Strichen ein Bild der Gegend zu entwerfen, das vielleicht dazu beitragen wird, das Verständnis des geologischen Aufbaues zu erleichtern.

Der Hauptkamm[2] des *Rätikons*, der von den Tälern der *Landquart* und *Ill* bzw. des *Gargellenbaches* begrenzt wird, zweigt sich von der zentralen *Silvrettagruppe* am *Schlappiner Joch* (2190 m) ab, nimmt nach kurzem westlichen Verlauf am *Madrishorn* (2848 m) eine nördliche Richtung an, um sich dann vom *Plasseggenpass* an, nach wiederholter Verschiebung der Streichrichtung, in nahezu westlicher Richtung bis zum *Rhein* hinzuziehen.

---

[1] Als Ersatz für die Karte verweise ich zur Orientierung auf das Panorama vom Künihorn (Taf. XI) und auf die Panoramaserie (Fig. 19). Ausserdem auf die tektonische Uebersichtskarte (Fig. 4).

[2] Ich folge in diesem Abschnitt der unübertroffenen Schilderung WALTENBERGERS (Die Rhätikonkette etc. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft No. 40, Gotha 1875).

Dadurch erscheint der Hauptkamm in zwei Teile geteilt, welche sich nicht bloss durch ihre Streichrichtung, sondern auch im äusseren Charakter ihrer Bergformen unterscheiden.

Trotzige, rauh zerklüftete Berggipfel, deren rotbraune, kristallinen Gesteine in vielfach zerrissenen Felswänden aufsteigen, bilden den vom *Madrishorn* nordwärts zur *Sarotlaspitz* ziehenden Gebirgskamm und legen sich über die ihnen vorgelagerten helleren Jurakalkwände. Diese hellleuchtenden Kalkfluhen treten erst in der zweiten Hälfte der Kammlinie als dominierende Gipfel auf. Es sind imposante Berggestalten, die der Umrahmung des *Prätigaues* einen so eigenartigen — an die Dolomiten Südtirols erinnernden — Charakter verleihen. Gleich riesigen Bastionen fallen sie nach allen Seiten mit senkrechten, kahlen Wänden ab und tragen plateauartige Scheitelflächen, welche mit sekundären Gletschern und Firnfeldern bedeckt sind, aus denen einzelne Felszacken als höchste Erhebungen des Bergstockes aufragen. Zu diesem ostweststreichenden Zuge gehören *Scheienfluh* (*Weissplatten*), *Sulzfluh*, *Drusenfluh* (*Drei Türme*) und *Scesaplana*; es gehören dann weiter noch dazu im westlichen Teil *Hornspitz*, *Ischingel*, *Falknis* und *Gyrenspitz*. Bedeutendere Depressionen im östlichen Teil des bisher geschilderten Hauptkammes sind das *St. Antönien-* oder *Gargellenjoch* zwischen *Schollberg* und *Gempifluh*, der *Plasseggenpass* zwischen *Sarotlaspitz* und *Scheienfluh*, der *Grubenpass* zwischen *Scheienfluh* und *Sulzfluh*, endlich das *Drusentor* (oder *Sporerfurka*, 2384 m) und das *Schweizertor* (2170 m) zwischen *Sulzfluh* und *Drusenfluh* bzw. zwischen *Drusenfluh* und *Kirchlispitzen*[1], und das *Cavellejoch* zwischen letzteren und der *Scesaplana*.

In diesem östlichen Teile des *Rätikon* zweigen sich nach Norden gegen die *Ill* vier Nebenkämme ab (*Gweiljochkamm*, *Schwarzhornkamm*, Seitenzweig des *Hohen Mann* und *Zimbakamm*), welche nahezu unter sich parallele Nebentäler begrenzen, deren Gewässer sämtlich dem Illgebiet angehören[2] (*Gampadelz- Gauer-*, *Rells-* und *Brandertal*).

Gegen Süden sendet der Hauptkamm in diesem Gebiet drei

---

[1] Die letzten vier Depressionen sind zum Teil tektonischer Natur.

[2] Die nördlichen Täler sind touristisch bekannter, da sie Aufstiege zu viel begangenen Wegen und bekannten Alpenvereinshütten (*Tilisuna-*, *Lindauer-* und *Douglashütte*) bieten.

Nebenkämme zur *Landquart* hinab (*Calandaast, Künihornkamm, Gyrenspitzkamm*), welche wieder einige Zweige zweiter Ordnung aussenden und zwei grössere und mehrere kleine tobelartige Hochtäler begrenzen (die Täler von *St. Antönien* und *Schiers*).

Ein bemerkenswerter Unterschied zwischen den nach Norden und den nach Süden sich ablösenden Seitenkämmen des *Rätikons* zeigt sich schon in der äusseren Bildung derselben, die wieder ihre tiefere Begründung im geologischen Aufbau hat.

Bei den zum *Illtal* ziehenden Seitenkämmen ist durchschnittlich die Kammform schärfer ausgeprägt, die Gipfel zeigen kühnere, mannigfaltigere Formen und die Länge der Seitenkämme ist bedeutender als bei den nach Süden streichenden Aesten. Dies erklärt sich dadurch, dass die nördlichen Nebenkämme einen viel verwickelteren Gebirgsbau besitzen, auch sind die Formationsglieder, aus welchen diese bestehen, zahlreicher und vielgestaltiger als das einförmige Schiefervorland auf der Südseite.

Will man bei der Fahrt durch das *Landquarttal* sich ein Bild von dem geologischen Charakter des *Prätigaues* und seiner Umrandung machen, so dürfte man bitter enttäuscht werden. Schier endlos dehnt sich die mit lieblichen Weiden und Matten bedeckte Schieferwüste und nur auf kurze Augenblicke schaut man die darüber liegenden Kalkfluhen oder die kristallinen Zacken des *Madrisa-* und *Silvrettastockes*. Steigt man aber von der Station *Küblis* der *Landquartbahn* durch den *Schanielatobel* in die Höhe, so muss man freilich noch einige Stunden mit den abwechslungslosen, öden Schieferhalden und deren mannigfachen von tiefen Tobeln angeschnittenen Falten und Quetschungen vorlieb nehmen. Erst bei *St. Antönien* wird dann das Tal breiter, die geologische Landschaft anziehender und abwechslungsreicher. Man sieht die hellen Kalkfluhen, von *Gempifluh* und *Schollberg* — im Hintergrund die *Scheienfluh* — und darüber nur von einer schmalen Schieferzone getrennt, hoch aufgetürmt die kristallinen Gräte und Zacken. Dies ist ein charakteristisches Bild, das die merkwürdige Lagerung der Schichten im Rätikon auf einmal enthüllt.

Nähert man sich nun dem Steilabsturz und steigt zum Hochtal von *Partnun* auf, so kann man erleichtert aufatmen; endlich hat die Region jener Schiefer ein Ende, denen man bisher immer noch die alles und nichts sagende Bezeichnung „Bündner Schiefer“ beilegen muss; wenn auch in letzter Zeit schon manches getan worden ist, um diesen ungeheuren Komplex zu gliedern.

Am *Partnuner See* findet man, wenn auch nicht häufig, Nerineen und andere Fossilien, die auf ein oberjurassisches Alter der hellen Kalkberge schliessen lassen. Diese überlagern also hier das junge Schieferland, von dem ein Teil zum mindesten der Kreide zuzuzählen ist. Besteigt man einen der Gipfel dieser Jurakalkmauern und schaut gegen Norden oder Osten, so wird man gewahr, dass sich auf diese wiederum ältere kristalline Schiefer oder Kalke und Dolomite der Trias legen. Man befindet sich demnach in einem **Gebiet mit vollkommen verkehrter Schichtenfolge.**

Diese auffallenden Lagerungsverhältnisse hat man versucht, durch kilometerweit streichende Verwerfungslinien zu erklären. Für eine solche Annahme fehlt es aber an der nötigen Begründung, so dass man sich diese Erscheinungen nur durch Ueberschiebung älterer auf jüngere Schichten erklären kann. Eine solche Ueberschiebung hat aber nicht nur einmal, sondern, wie aus der Schichtenfolge hervorgeht, in mehrmaliger Wiederholung stattgefunden.

Am besten macht man sich eine Vorstellung von der Ausdehnung des Gebietes, das von diesen Ueberschiebungen betroffen wurde, wenn man einen erhöhten Standpunkt in der Schieferzone des Vorlandes wählt. Dazu eignet sich vorzüglich das *Künihorn bei St. Antönien*, von dem aus man die Leitlinien, die den geologischen Bau des *Rätikons* beherrschen, übersehen, und eine für die Geologie der Bündner Ueberschiebungszone wichtige Rundsicht eingehend studieren kann. (Vgl. das Panorama vom *Künihorn* Taf. XI.)

Hier interessiert uns nur der Blick nach Norden und Osten. Nach Westen gegen die *Glarner Berge* und gegen das *Plessurgebirge* nach Süden verliert sich der Blick in die Ferne. Auch einem ungeübten Auge fällt sofort bei dieser Rundsicht die verschiedenartige Ausbildung der einzelnen, scharf voneinander getrennten, Schichtglieder und deren verschiedene charakteristische Verwitterungsformen auf. Soweit das Auge reicht, hebt sich vor allem ein mehr oder weniger breiter hellleuchtender Kalkhorizont ab — die tithonischen Sulzfluhkalke — der hervorstechendste Horizont, der das Bild beherrscht, von dem ausgehend man immer wieder sucht, auch die übrigen Glieder des Gebirgszuges miteinander in Verbindung zu bringen.

Am *Rätschenhorn* und an der Kette *Sulzfluh—Kirchlispitzen* mächtig entwickelt, verschmälert er sich dazwischen und leuchtet oft nur als schmales Band zwischen den Schiefern und dem Kristallinen hervor.

Ueber den Tithon lagern sich, vielfach gefaltet und wild durcheinander gestossen, die jüngeren und älteren Schiefer und Breccien, ihrerseits überlagert von den kristallinen Gipfeln und Zacken der Silvrettamasse. Auf dem vorliegenden Rundblick hebt sich die obere Schieferzone besonders am *Schollberg* und an der *Gempifluh* deutlich ab durch die geneigten, schüttigen Schieferhänge, denen dann erst die vielzackigen kristallinen Kappen auflagern. Vor allem am *Madrishorn* zeigt unser Rundblick ein charakteristisches Profil durch die Ueberschiebungszone. Diese Schichtenfolge zwischen den Bündner Schiefern und der kristallinen Decke ist das Gebiet, für das Steinmann den Namen „Aufbruchszone" geprägt. Die Reihenfolge der Schichtkomplexe bleibt im ganzen *Rätikon*hauptkamm die gleiche, im nördlichen Teil stösst man jedoch nach Durchschreiten der Aufbruchszone nicht immer auf kristalline Massen von grösserer Ausdehnung, sondern weit häufiger auf eine Zone mit relativ regelmässiger Lagerung mesozoischer Sedimente — die Falten der ostalpinen Trias. Von unserem Standpunkt sind sie schwer erkennbar, nur zwischen *Kirchlispitzen* und *Drusenfluh* (*Zimbaspitze*) und von der *Scesaplana* leuchten sie herüber.

Verdecken die mächtigen Erhebungen des Vordergrundes auch gar manche wichtige Erscheinung, die für den Aufbau dieser Gegend von Bedeutung ist, das charakteristischste Merkmal des ganzen Gebietes, die scharfe Trennung einzelner streng voneinander zu sondernder Zonen, verrät auch schon dieser Rundblick. Noch besser freilich als ein Blick von einem Punkt ausserhalb des zu behandelnden Gebietes zeigt diese Eigentümlichkeit vielleicht das Bild, das sich innerhalb des Ueberschiebungsgebietes von einem erhöhten Punkte aus über die einzelnen Zonen darbietet (s. Fig. 3).

Besteigen wir zu diesem Zweck die *Rätschenfluh*, den weithin leuchtenden Vorberg der kristallinen Madrisa und schauen nach Norden, so erblicken wir dasselbe charakteristische Bild, das schon bei unserem ersten Gange durch *St. Antönien* unsere Aufmerksamkeit fesselte. Es ist dies der Blick auf *Schollberg*, *Gempifluh* und *Gafiertal*.

Auf diesem Bilde heben sich besonders deutlich jene Zonen ab, die wir bei der Besprechung der Schichtenfolge als besonders charakteristisch für das *östliche Rätikon* kennen gelernt hatten.

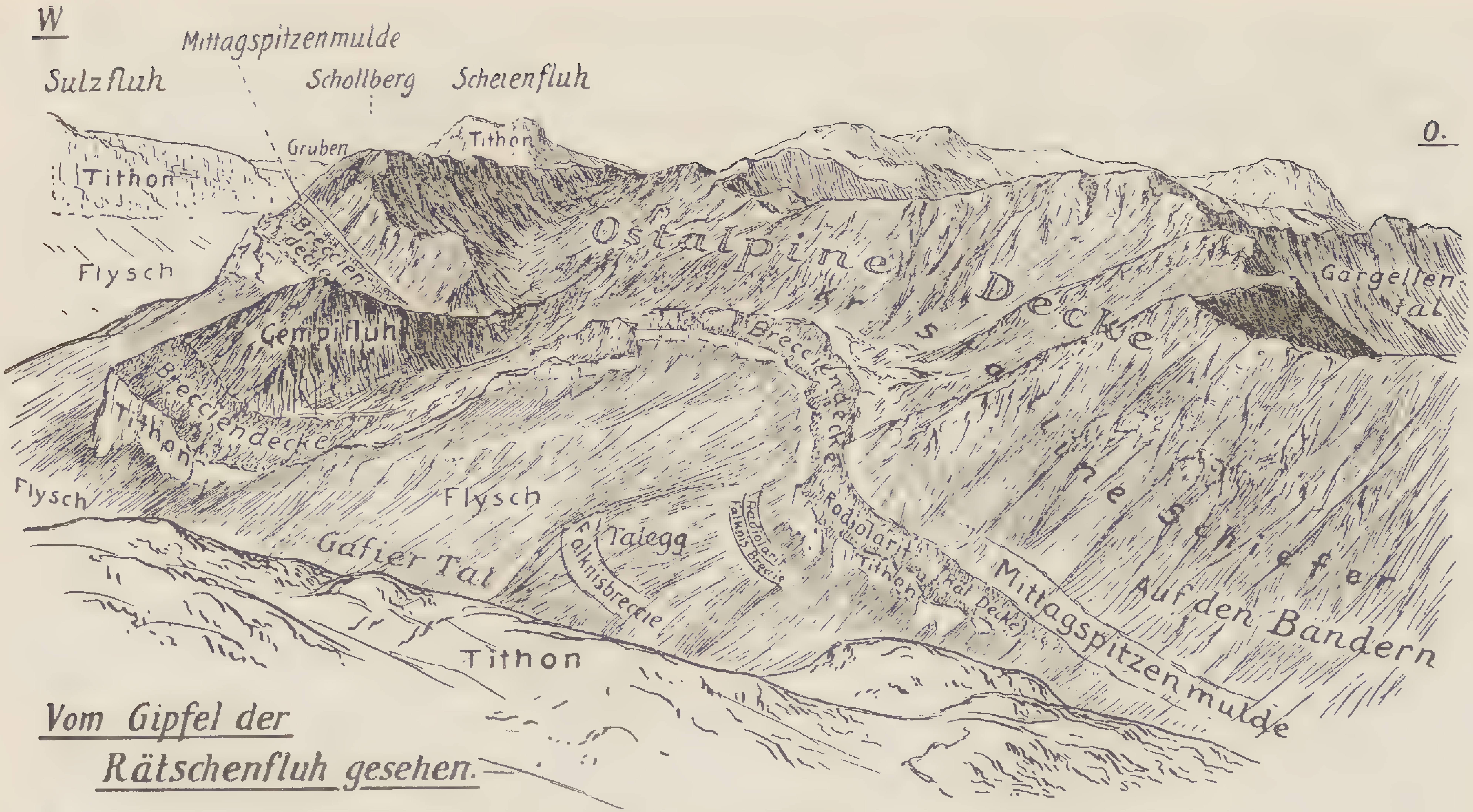

W
Mittagspitzenmulde
Sulzfluh
Schollberg
Scheienfluh
O.
Gruben
Tithon
Tithon
Flysch
Breccien decke
Gempifluh
Breccien decke
Tithon
Ostalpine Decke
Gargellen tal
Kristalline Schiefer
Breccien decke
Flysch
Flysch
Talegg
Gafier Tal
Falknisbreccie
Radiolarit Falknis Breccie
Radiolarit u. Tithon (Tal Decke)
Mittagspitzenmulde
Auf den Bändern
Tithon
Vom Gipfel der Rätschenfluh gesehen.

Fig. 3. Die Nordhänge des Gafiertales von den Gafierplatten aus gesehen.
(Zonen-[Decken-]Gliederung im östlichen Rätikon; Verwerfungen; Lagerung des Radiolarit [rät. Zone] unter den Sulzfluhkalken; Mittagspitzenmulde auf den Gafierbändern und am Schollberg.)

Die Unterlage bildet die „Zone der Bündner Schiefer“, es folgt die „Klippenzone“, vertreten sowohl durch Sulzfluhkalk wie

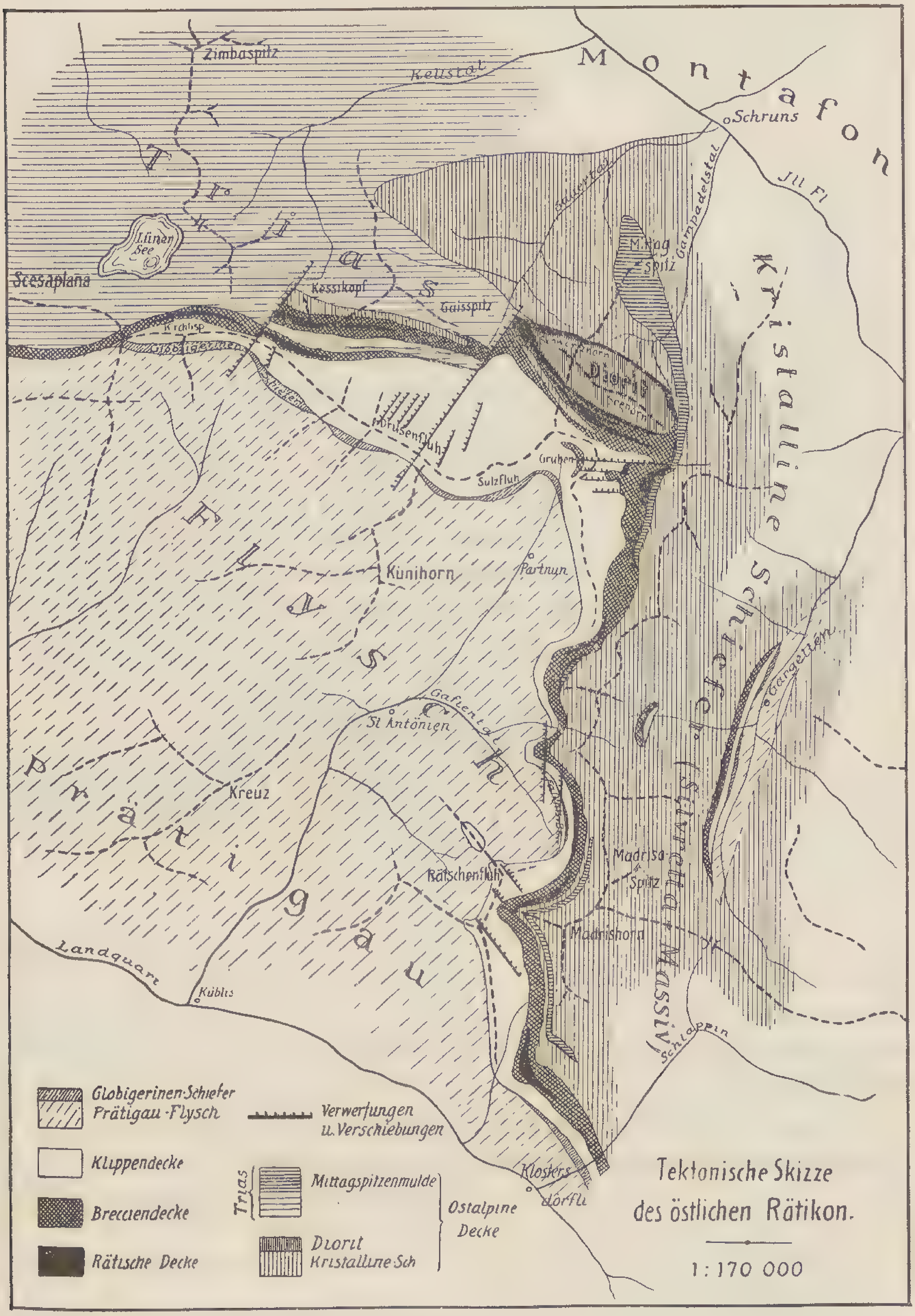

Zimbaspitz
Kellstal
Montafon
Schruns
Ill Fl
Trias
Lünen See
Scesaplana
Kessikopf
Gaisspitz
Gampadelstal
M. Tag Spitz
Kirchlisp
Diorit
Drusenfluh
Sulzfluh
Gruben
Kühnihorn
Partnun
Kristalline Schiefer (Silvretta Massiv)
Flysch
Prätigau
Gafiental
St Antönien
Kreuz
Gargellen
Rätschenfluh
Madrisa Spitz
Madrishorn
Landquart
Küblis
Schlappin
Klosters
Dörfli
Globigerinen-Schiefer
Prätigau-Flysch
Verwerfungen u. Verschiebungen
Klippendecke
Brecciendecke
Rätische Decke
Trias
Mittagspitzenmulde
Ostalpine Decke
Diorit
Kristalline Sch
Tektonische Skizze des östlichen Rätikon.
1:170 000

Fig. 4.

durch Falknisbreccie. Zwischen diese und die „ostalpine Zone“ (kristalline Schiefer und Dolomite) legt sich die „Breccienzone“, jener schüttige Schieferhorizont, in den die Radiolarite der „rätischen Zone“ eingepresst erscheinen. So vereinigt dieser Ausblick fast alle für die Gestaltung des Rätikons wichtigen Erscheinungen.

Will man sich aber einen tieferen Einblick in den Aufbau der Gegend verschaffen, so muss man seine Untersuchungen an einem andern Punkte beginnen. Das Gebiet der *Tilisunahütte* auf der Nordseite der *Sulzfluh* ist wie kein zweites geeignet, das Verständnis der, zum mindesten eigenartigen, Lagerungsverhältnisse zu erleichtern.

Zufälligerweise verlegte ich gleich am Anfang meiner Aufnahme mein Standquartier auf diese Hütte und war in der angenehmen Lage, meine Untersuchungen an dem Punkte beginnen zu können, den ich auch heute noch für den Schlüssel zum Verständnis der ganzen Gegend halte. Dem Gang, den meine Untersuchungen dementsprechend nahmen, will ich auch hier bei der Darstellung der Lagerungsverhältnisse folgen, indem ich zuerst **„die Umgebung der Tilisunahütte“**, dann **„die Gebiete südsüdöstlich davon“** und **„das Gebiet westlich der Tilisunaalp“** und schliesslich **„die Zone der Sulzfluhkalke“** und **„die Unterlage der Sulzfluhkalke“** schildere. Erst dann will ich die Lagerungsverhältnisse erklären.

I. Die Umgebung der Tilisunahütte.

Man erreicht die *Tilisunahütte* entweder von *Schruns* im *Montafon* (*Vorarlberg*) oder von *Partnun* im *Prätigau*. Lehrreicher ist der Aufstieg von der Schweiz aus, da er ein Durchqueren aller Zonen ermöglicht.

Gleich oberhalb des *Partnunsees* an der untersten Karstufe liegt jene von Theobald und Rothpletz beschriebene Stelle, wo der grüne Juliergranit den Tithon unterlagert (Taf. IX C Prof. 2 u. 4). Die Unterlage des Granits, der schon zur Klippenzone gehört, bildet der graue Globigerinenschiefer (oberste Lage der Bündner Schieferzone).

Der Weg steigt dann über mehrere Karstufen in die *„Gruben“* (gewöhnlich *Grubenpass*[1] genannt) hinauf und führt durch eine reizvolle Glaciallandschaft[2]. Rechts und links flankieren gleich mächtigen Torwächtern *Sulzfluh* und *Scheienfluh* den Passweg. Nur nach Norden öffnet sich die Landschaft; eine weniger hohe Kalkmauer schliesst das letzte Grubenkar amphitheatralisch ab. Der Weg nach der *Tilisunahütte* (durch die *Grubenpasslücke*) quert, kurz vor dem Aufstieg zu dieser letzten Kalkmauer, einen Streifen triadischer Dolomite, Rauhwacke und Schiefer[1]. Zwischen den Tithonschuppen, die hier nur flach und dünn aufeinander geschoben sind, wurden diese Vertreter des dahinterliegenden Schiefergebietes hindurchgepresst (vgl. Taf. VIII, B 3) und bilden so fensterartig eine Quetschzone aus Gesteinen der „Breccien-“, „rätischen“ und „ostalpinen Zone“.

---

[1] Der eigentliche *Grubenpass* ist die Passlücke, die vom *Tilisunajoch* in die *„Gruben“* hinabführt.

[2] Für glaciale Studien empfiehlt es sich, den sog. *Schmugglerweg* zu gehen, der zum Teil besser markiert ist, als der ausgetretene Grubenpfad.

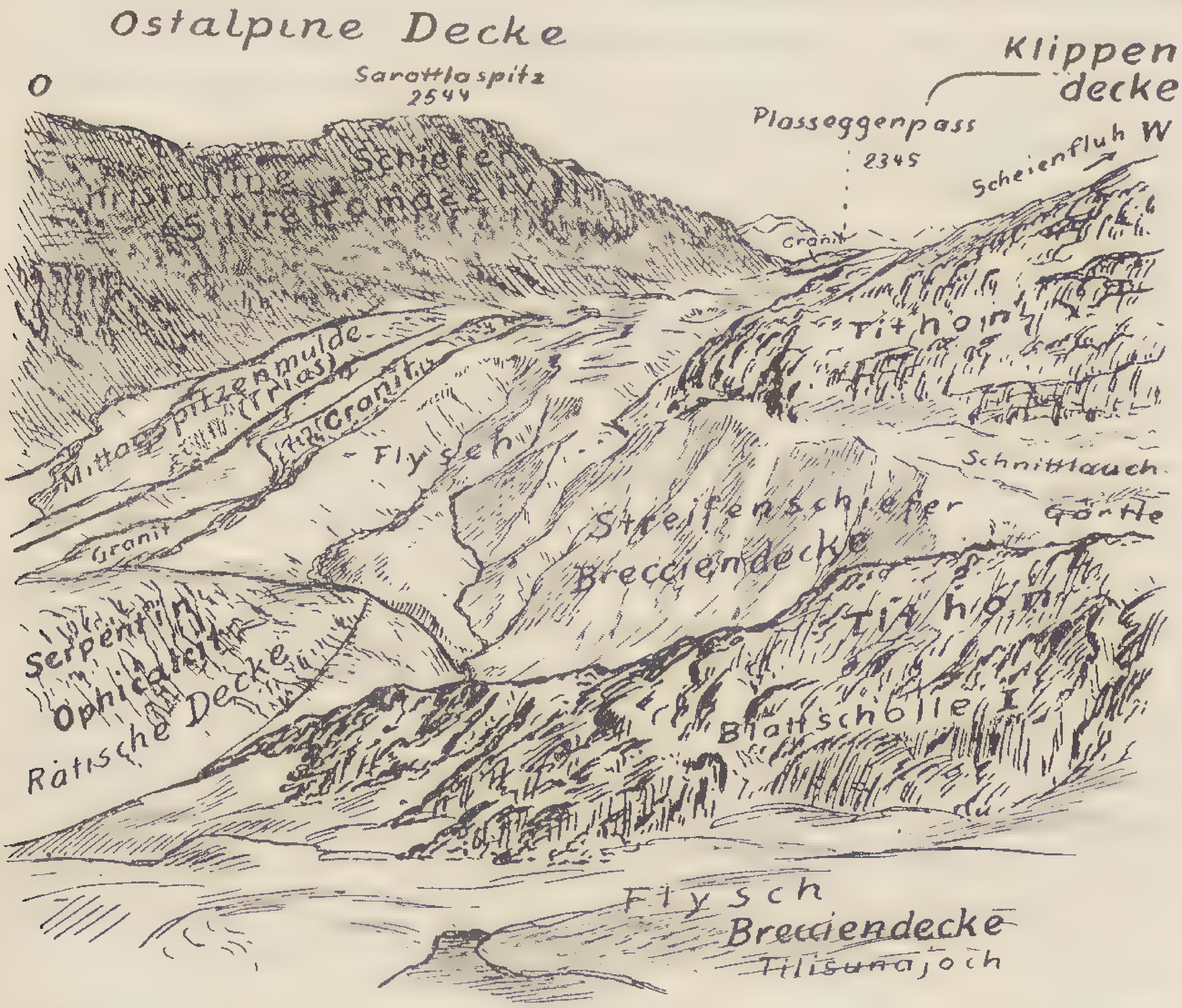

Ostalpine Decke
O
Sarottlaspitz
2544
Klippen decke
Plasseggenpass
2345
Scheienfluh
W
Kristalline Schiefer
(Silvrettamasse)
Granit
Tithon
Mittagspitzenmulde
(Trias)
Granit
Flysch
Schnittlauch
Gürtle
Granit
Streifenschiefer
Breccien decke
Tithon
Serpentin
Ophicalcit
Rätische Decke
Blattscholle I
Flysch
Brecciendecke
Tilisunajoch

Fig. 5. Die Plasseggenalm vom Gipfel des Motadonakopfes gesehen. (Blattverschiebungen; Serpentin-Ophicalcit; grüner Granit die Mittagspitzenmulde unterlagernd.)

Nach Durchschreiten der *Grubenpasslücke* betritt man das *Tilisunajoch.* Ein Rundblick von hier, besser noch, wenn man einige

---

[1] Zum Teil auch lose Blöcke von Verrucano und kristallinen Schiefern.

Meter zum *Motadonakopf* emporsteigt, ist das umfassendste und mannigfaltigste geologische Bild, das ich aus dem *Rätikon* — vielleicht sogar aus der ganzen Bündner Aufbruchszone — kenne, dem unbefangenen, geologisch ungeschulten Blick freilich eine Landschaft von seltener Reizlosigkeit. (Vgl. Taf. IX, B.) Alle Elemente, die sie vereinigt, um zur Gestaltung des jetzigen Oberflächenbildes des östlichen *Rätikons* beizutragen, sind hier auf wenigen Quadratkilometern zusammengedrängt. Vier grosse Massen beherrschen die Gegend. Die kristallinen Schiefer der *Silvretta*, die Sulzfluhkalke und das Dioritmassiv des *Schwarzhorn—Seehorn*. Zwischen diese eingepresst liegt das Schiefer- und Brecciengebiet der „Breccien-“ und „rätischen Zone“ mit seinen langweiligen, schüttigen Hügelwellen. Der Blick nach Südsüdost (Fig. 5) zeigt den *Plasseggenpass* mit den Blattverschiebungen (Fig. 18) und dem Triaszug der Mittagspitzenmulde.

Die Abb. Taf. IX, B zeigt den wichtigsten Teil dieser Rundsicht, den Blick nach Westen, es ist dies zugleich eine bildliche Darstellung des grössten Teiles des auf der Kartenskizze (Fig. 7) dargestellten Gebietes und zeigt anderseits die Oberflächengestalt der Gegend, die vom Prof. I (Taf. VII) durchschnitten wird. Zwischen den Dioritstock und das Sulzfluhkalkmassiv eingepresst sieht man das Schieferland sich bei *Verspalen* mächtig auftürmen. Nur zwei breite Streifen heben sich aus diesem einförmigen Gebilde ab, aus Gesteinen zusammengesetzt, die, wie wir gesehen haben, zu den Begleitern der Serpentinzone gehören. Es sind dies Radiolarite, Tiefseekalke des Malm und Fukoidenschiefer, zum Teil übergehend in brecciöse Mandelschiefer. Von weitem heben sich diese Züge aus dem Schieferland nicht ab, weit eher dagegen die breite Bank kristalliner Schiefer mit ihrer Gefolgschaft Verrucano, Rauhwacke und Triasdolomit. Es ist dies der östlichste Ausläufer der synklinal der Schieferzone eingebetteten Gneisskeile, die im Gauertal eine wichtige Rolle spielen. Wenden wir den Blick dem *Schwarzhorn* zu, so erblicken wir einen Teil des Serpentinmantels, der das Dioritmassiv umgibt, ja können sogar am *Tilisunaseebord* die triadischen Gesteine erkennen, die in dieser Serpentinquetschzone mit aufgearbeitet sind. Nach Norden legt sich an das Schwarzhorn eine mächtige kristalline Masse aus Gneiss und Glimmerschiefer bestehend, der die Triasmulde der *Mittagspitze*, einen Triaszug, den wir im östlichen Verlauf des Gebirges noch weit verfolgen können, eingelagert ist.

Nicht ein Punkt, der im Lauf dieser Untersuchungen noch besprochen werden muss, bleibt also unberührt, wenn man dieses Gebiet zum Ausgangspunkt seiner Betrachtungen nimmt. Es sind dies die Lagerung der Juliergranite und Globigerinenschiefer unter dem Tithon, die Schuppenbildung des Tithon in den Gruben und die fensterartige Durchstechung der Schieferzone in den Gruben, die Blattverschiebung bei Plasseggen, die auch sonst auffällige Verteilung aller Gesteine auf gewisse, räumlich engbegrenzte, aber weithin streichende Zonen, die Gneisskeile der „Ostalpinen Zone", die den Schiefern eingepresst sind, das Dioritmassiv des *Schwarzhorns* mit seiner Serpentinquetschzone und schliesslich die Mittagspitzenmulde, sowohl ihrer Zusammensetzung nach an der Stelle ihrer mächtigsten Entfaltung (*Mittagspitze*) wie auch in reduziertem Zustand (*Plasseggen*). (Fig. 5.)

1. Das Gebiet der Schiefer und Breccien.

An der Zusammensetzung dieses Gebietes, das von den Sulzfluhkalken einerseits, dem Diorit und den kristallinen Schiefern der *Silvretta* anderseits scharf begrenzt wird, beteiligen sich hauptsächlich die Gesteine, die bei der Beschreibung der Schichtenfolge als Liasbreccien und Schiefer, als Schiefer und Breccien der unteren Kreide, als Streifenschiefer und als Radiolarienhornsteine und Kalke zusammengefasst wurden. Ausserdem kommen noch vor Rauhwacken, Mandelschiefer und Couches rouges. Wie man aus dieser Aufzählung ersieht, sind es Gesteine, die der „Breccienzone" und der „Rätischen Zone" angehören.

An einer Gliederung dieses Schieferlandes möchte man beim ersten Versuch fast verzweifeln, denn so deutlich, wie ich dies auf der Karte Fig. 7 auszudrücken bestrebt war, lassen sich die einzelnen Schichten ihrer Zugehörigkeit nach nicht überall trennen. Man glaubt vielmehr ein vollkommenes Chaos zu durchwandern, denn regelloser können die Schichten anscheinend nicht durcheinandergefaltet und -gestochen sein. Von dem Versuch einer genauen Kartierung (1 : 10 000) ausgehend, die ich im Sommer 1904 durchführte (siehe die Kartenskizze der Tilisunagegend Fig. 7), gelang es mir allmählich, nach mehrwöchentlicher Arbeit, nicht nur einzelne Züge von Schiefern, Breccien und Hornsteinen fortlaufend zu verfolgen, sondern auch eine gewisse Gesetzmässigkeit im Zusammenhang der Schichten zu erkennen. Vollkommen klar wurde mir diese jedoch erst, als ich mich von dem Vorhandensein verschiedener Faciesgebiete (Zonen) überzeugt hatte; erst dann konnte ich versuchen, das beigegebene Profil (Abb. 6) durch das Gebiet der *Tilisunahütte* zu legen.

Die Möglichkeit, dieses Gebiet nach fertiggestellter Kartierung — restlos — in verschiedene Zonen einzuteilen, ohne dass sich bei der Mannigfaltigkeit der Schichten Widersprüche einstellten, ist einer der sichersten Beweise für die Anwendbarkeit dieser Zonengliederung.

Nur an wenigen Stellen war es nicht möglich, die genauen Befunde auf die Karte einzutragen, da die ungeheure Regellosigkeit der Lagerung auch auf einer Karte in so grossem Massstab nur in Quetschzonen angedeutet werden kann. Am *Verspalengrat* habe ich freilich versucht, die einzeln auftretenden Schichten einzuzeichnen, doch hat dies, glaube ich, nur geringen Wert.

Offenbar hat an den Stellen, wo die widerstandsfähigen Sulzfluhkalke mit den weichen Schiefern zusammentreffen, eine sehr starke Pressung stattgefunden, der diese Quetschzone ihren Ursprung verdankt. In gleicher Weise suchte ich auch die schon erwähnte Quetschzone im Schieferfenster der Gruben zu ererklären (S. 66).

Wirklich zusammenhängend lassen sich die Schichten nur in der nächsten Nähe der *Tilisunahütte* verfolgen, während an den beiden höchsten Schiefererhebungen (*Motadonakopf* und *Verspalen*) die Hänge dermassen verschüttet sind, dass man schwerlich mehr als die vermutliche Zugehörigkeit dieser Schieferkomplexe angeben, nicht aber im einzelnen gliedern kann.

So war es denn ganz erfolglos, die Abhänge des *Bilkengrates* zu durchklettern oder an den Abstürzen des *Motadonakopfes* nach der *Tilisunaalp* irgendwelche charakteristischen Aufschlüsse — nochmals bemerkt nur im Gebiet der Schiefer — zu finden.

Um die Tilisunaschieferzone gut kennen zu lernen, braucht man nur mit Aufmerksamkeit die Schichten zu verfolgen, die am Wege aufgeschlossen sind, der vom Seebord (aus dem *Gampadelztal* von *Schruns* kommend) über die *Tilisunahütte* nach dem *Plattenpass* oder zum *Grünfürkli* (Weg nach den *Sulzfluhhöhlen*) führt. Ich glaube, es ist nicht nötig, dieses Profil hier im einzelnen zu wiederholen, da ich auf der Karte Fig. 7 versucht habe, alle sicheren Funde einzutragen.

Die Hauptmasse dieses Schiefergebietes kommt wohl der

„Breccienzone“ zu. Sicher gehören ihr die Streifenschiefer[1] und groben Breccien, vielleicht auch einige der vielen mannigfaltigen Flyschausbildungen an. Welche von den feineren Breccien, die, wie schon erwähnt, auffallend an Tristelbreccie erinnern, vermag ich nicht zu sagen. Der Breccienzone offenbar muldenartig[2] eingelagert lassen sich drei breite Streifen mit Gesteinen der rätischen Zone unterscheiden. Zum erstenmal tritt die rätische Zone dicht am Rande der Sulzfluhkalke auf. Der Gneiss mit Rauhwacke und Verrucano — offenbar Vertreter der ostalpinen Zone — liegt nicht auf den Gesteinen der Breccienzone, sondern ist, wie ich es auch auf dem Profil anzudeuten versuchte, in die rätische Zone hineingepresst. Dicht unter dem Grünfürkli liegt Buntsandstein und Verrucano, welche den Mantel des Gneisskeiles bilden in engster Gemeinschaft mit roten Radiolarienschiefern. Fürwahr eine Stelle, an der man, wenn dies Zusammentreffen sich nicht sehr einfach erklärte, neue Belege für das permische Alter der Radiolarienhornsteine suchen könnte!

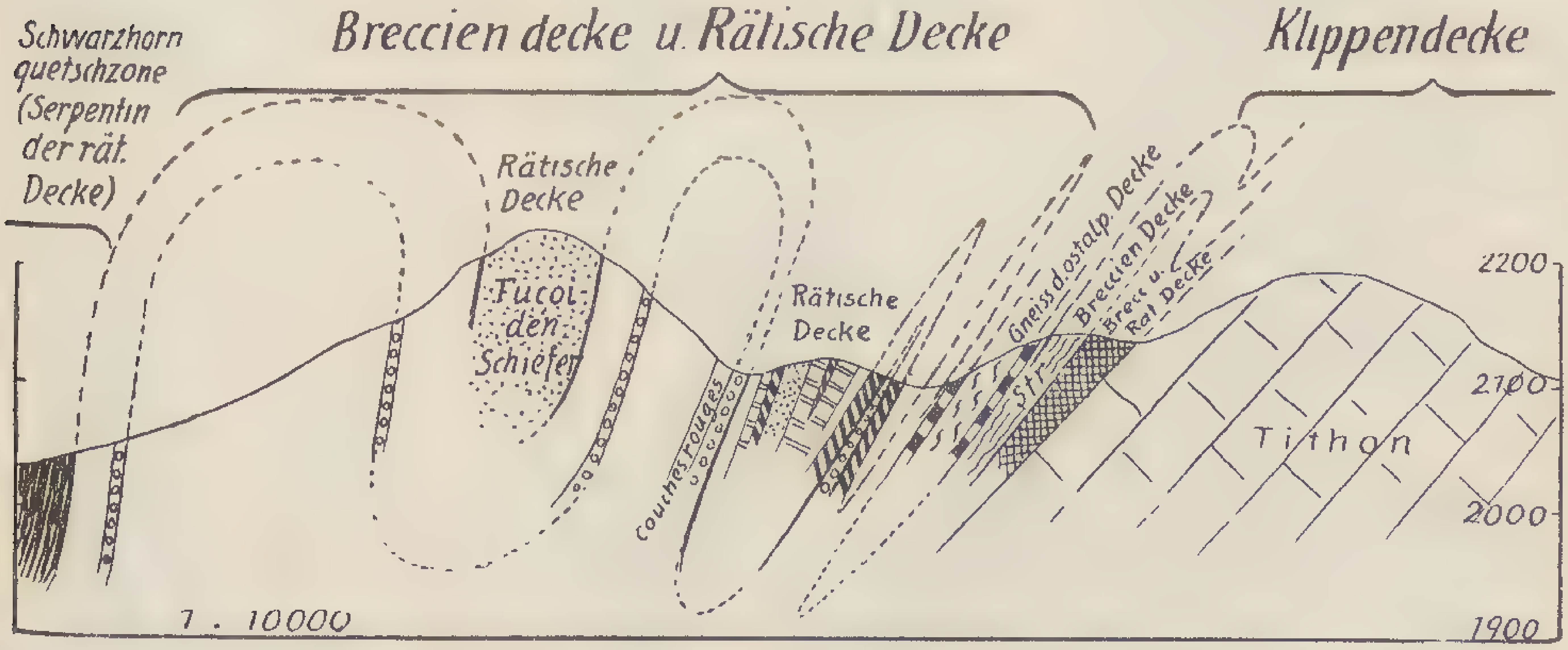

Schwarzhorn quetschzone (Serpentin der rät. Decke)
Breccien decke u. Rätische Decke
Klippendecke
Rätische Decke
Fucoiden Schiefer
Rätische Decke
Couches rouges
Gneiss d. ostalp. Decke
Breccien Decke
Brecc. u. Rät. Decke
Str
Tithon
2200
2100
2000
1900
1 : 10000

Fig. 6. Profil durch das Gebiet der Tilisunahütte (vgl. die nebenstehende Karte Fig. 7).

Der charakteristischste Komplex von Gesteinen der „rätischen Zone“ ist gerade an der *Tilisunahütte* gut aufgeschlossen; die Hütte steht auf „rätischem“ Boden. Drei breite Horn-

---

[1] Am besten aufgeschlossen am *Seehornsattel* und dicht unter dem Gneisszuge.

[2] Da die Gesteine der „rätischen Zone“ an den tiefen Aufschlüssen des *Gauertals* und *Gampadelztals* nur bis zu einer gewissen Tiefe verfolgbar sind, während die Liasbreccien bis an die tiefsten Stellen hinabreichen.

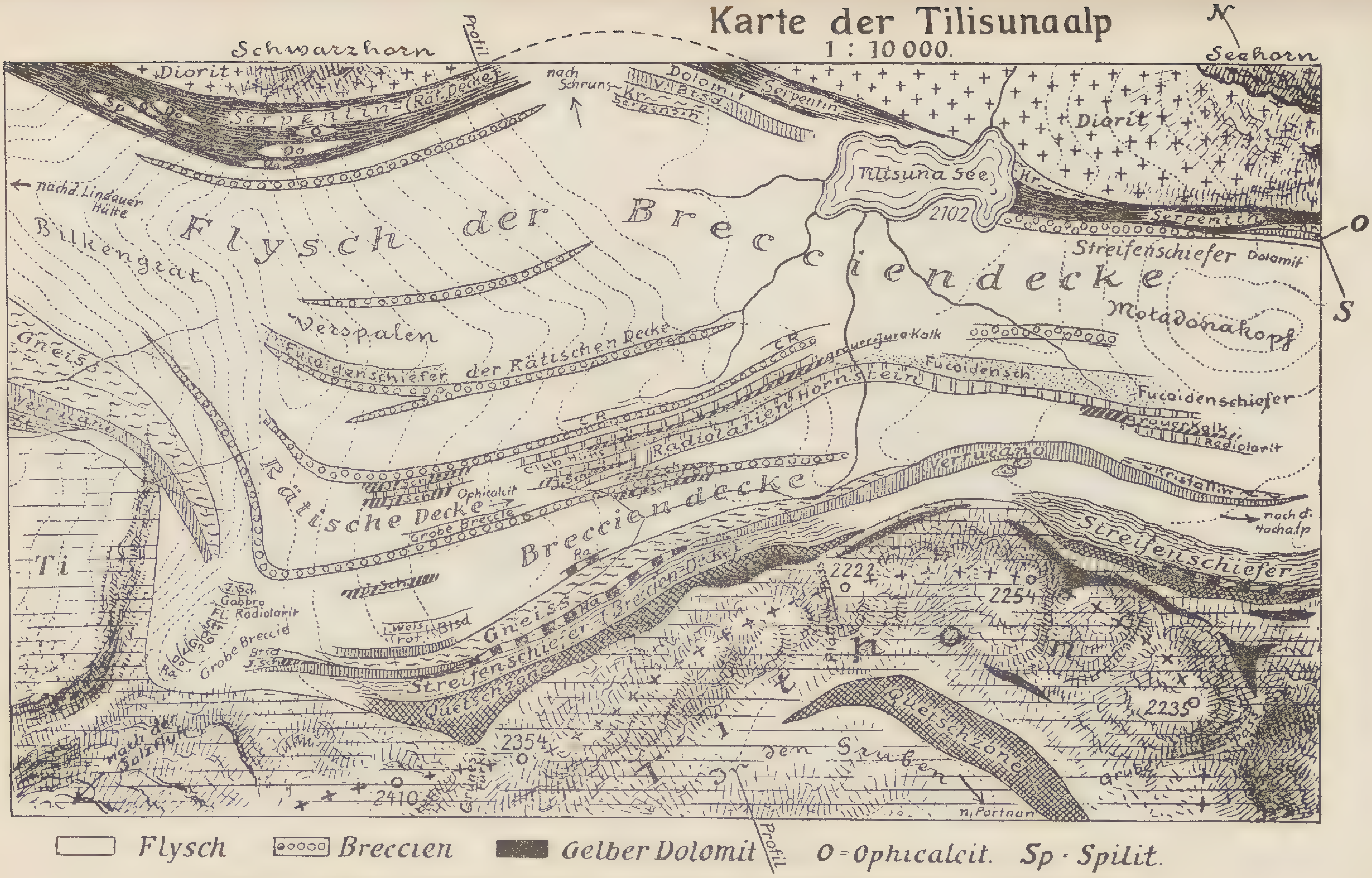

Karte der Tilisunaalp
1 : 10000.
N
Schwarzhorn
Seehorn
Profil
Diorit
Serpentin = (Rät. Decke)
Sp
Do
O
nach Schruns
Dolomit
V. Btsd.
Kr.
Serpentin
Tilisuna See
2102
Hr.
Serpentin
O
S
Streifenschiefer
Dolomit
nach d. Lindauer Hütte
Bilkengrat
Flysch der Breccien decke
Motadonakopf
Verspalen
Fucoidenschiefer der Rätischen Decke
C.R.
grauer Jura-Kalk
Fucoidensch.
Fucoidenschiefer
Radiolarien Hornstein
grauer Kalk
Radiolarit
Club Hütte
Verrucano
Kristallin
nach d. Hochalp
Gneiss
Verrucano
Rätische Decke
Ophicalcit
Grobe Breccie
Breccien decke
Streifenschiefer
Ti
J. Sch
Gabbro
Fl.
Radiolarit
Str
Grobe Breccie
Btsd
weiss
rot
Gneiss
Streifenschiefer (Breccien-Decke)
Quetschzone
2222
2254
2235
2354
2410
Tithon
Quetschzone
den Gruben
Gruben
n. Partnun
nach der Sulzfluh
Profil
Flysch
Breccien
Gelber Dolomit
O = Ophicalcit.
Sp = Spilit.

Fig. 7. Karte der Tilisunaalp 1:10000. (Vgl. dazu das umstehende Profil Fig. 6 und Taf. IX B.)

steinbänke, vergesellschaftet mit grauen Tiefseekalken des Malm (mit einem Aptychusbruchstück und möglicherweise Andeutung eines Apiocrinus bei *Verspalen*) ziehen zum See hinab. Dicht darunter, etwa 30 m nördlich der Hütte, beginnt wieder die Breccienzone hier durch einen Fetzen Couches rouges sehr interessant, da diese sonst nur aus dem Gebiet der Sulzfluhkalke bekannt sind und sich nirgends ausserdem im Schiefergebiet gefunden haben.

Nochmals findet man dann zwischen *Verspalen* und *Schwarzhorn* einen breiten Streifen „rätischer“ Fukoidenschiefer vom Grat zum See hinabstreichend. Die Liasbreccien am *Seehorn* (dicht unten am See) noch mächtig entfaltet, scheinen sodann nach Norden hin gänzlich zu verschwinden. Der Mantel des Dioritmassivs *Schwarzhorn—Seehorn* wird von Gesteinen der „Serpentinzone“ (rätische Zone) gebildet, in der Gesteine der ostalpinen Trias zu einer merkwürdigen Quetschzone verarbeitet sind.

2. Die Gneisskeile am Bilkengrat, an der Gaisspitz und am Kessikopf.

Gleich auf dem ersten Rundblick vom *Motadonakopf* war der eigentümliche Gneissstreifen aufgefallen, der samt der ihn begleitenden Rauhwacke, dem Verrucano, Buntsandstein und Dolomit wie ein Fremdling in dem Schiefergebiet erscheint.

Nach Osten zu verschmälert sich dieser Streifen immer mehr und keilt nach der *Tilisunahochalp* zu aus. Nach Westen verbreitert er sich. Seine grösste Mächtigkeit besitzt er am *Rellstal*absturz des *Kessikopfes*. An einer starken Vertikalverschiebung sinkt er dort in die Tiefe.

An dem Zusammenhang dieser Gneissfetzen, die sich mit geringen Unterbrechungen von *Tilisuna* über den *Bilkengrat* nach der *Gaisspitz*, dem *Kreuzjoch* und dem *Kessikopf*, also fast 6 km weit, verfolgen lassen, besteht kein Zweifel.

Eine grössere Unterbrechung erleidet der Zug durch die Verschiebung des Gauertales, an der der Gneiss der *Gaisspitz* gegen den des *Bilkengrats* um einen nicht unbedeutenden Betrag nach Norden vorspringt. Durch Erosion ist die Verbindung am *Gauertal*einschnitt gänzlich unterbrochen; die gleiche Höhe und Mächtigkeit der Gneissschuppen und nicht zum wenigsten die gleiche Gesteinsbeschaffenheit und Uebereinstimmung in den Begleiterscheinungen (Buntsandstein, Verrucano) auf beiden Talseiten stellen die Zusammengehörigkeit ausser Frage. Zwischen *Gaisspitz* und *Kreuzjoch*, ebenso zwischen *Kreuzjoch* und *Kessikopf* scheint der einheitliche Verlauf nochmals unterbrochen. Wohl sind es tiefe Erosionseinschnitte und die Verbindungsstellen sind — von kristallinem Geröll — stark verschüttet, dennoch vermag ich mich nicht ROTHPLETZ' Meinung anzuschliessen, dass hier wiederum drei — wohl ursprünglich verbundene — jetzt aber scharf voneinander getrennte Gneissschuppen vorliegen. Der Gneisszug *Gaisspitz—Kessikopf* ist nach meiner Meinung nicht unterbrochen, die fraglichen Verbindungsstellen aber derartig von kristallinem Geröll bedeckt, dass man das anstehende kristalline Gestein darunter nicht erblicken kann.

Wie kommt nun dieser Gneissstreifen in das Gebiet zwischen die Schiefer und Breccien? Nichts lag näher, als dieses Gneissvorkommnis mit dem kristallinen Zentralmassiv in Zusammenhang zu bringen und darin aus der Tiefe in die Höhe gepresste Schuppen zu erblicken. Anderseits suchte man sich diese „Gneisskeile" oder „Gneissinseln" durch eine Anzahl von Verwerfungen zu erklären, für die jedoch jede weitere Begründung fehlt.

Aufgefallen war es, dass diese Schuppen an ihren höchsten Punkten am breitesten entwickelt sind, sich dagegen nach der Tiefe hin verschmälern, wie die Abhänge des *Gauertales* dies deutlich zeigen. Nicht mit Unrecht kann man daher von Gneisskeilen sprechen.

Trotz dieser äusseren Form glaubte man jedoch immer noch an einer Auffaltung aus der Tiefe festhalten zu müssen. Ich glaube diese Annahme durch einige Beobachtungen endgültig entkräften zu können. Ueberall, wo diese Gneisskeile zu Tage treten, besonders deutlich aber am *Bilkengrat* und am *Kessikopf*, sind sie, im Hangenden wie im Liegenden, von einem Bande Verrucano oder Buntsandstein (gelegentlich sogar Dolomiten, Rauhwacken oder Triaskalken) umsäumt. Auch bei *Tilisuna* lässt sich dies gut beobachten, ebenso beim Aufstieg zur *Gaisspitz*. Bei *Tilisuna* sind es dunkelweinrote Verrucanogesteine, die bedeutende Mächtigkeit erlangen und noch eine Strecke weit verfolgbar sind (am *Tilisunajoch*), wo der Gneiss längst schon ausgekeilt ist. Am *Plattenpass* findet sich Buntsandstein und Rauhwacke, die zu diesem Zuge gehört. Weiterhin nach Osten ist meist der weinrote Verrucano der Begleiter des Gneisses; zum Teil in so charakteristischer Ausbildung, wie er mir sonst nur aus dem *Rellstal* bekannt ist. Wo Verrucanokonglomerate fehlen, zeigen sich wenigstens rote Schiefer. Eine solche Stelle ist die vorher erwähnte, wo Radiolarienschiefer der rätischen Zone in engen Kontakt treten mit Verrucanoschiefern der ostalpinen Zone. Diese Gneisskeile sind nun nicht nur senkrecht zum Fallen angeschnitten, wobei der Verrucanomantel nur in schmalen Randsäumen sich zeigen könnte, sondern an den Hängen des *Gauertales* sind diese Gneisskeile bis zu dem Punkte aufgeschlossen, wo sie sich in der Tiefe ausspitzen. Es war mir nämlich möglich, nachzuweisen, dass der Verrucano nicht nur die Gneissschuppen unter- und überlagert, sondern sich einem Mantel vergleichbar um die Keile legt. Am *Bilkengrat*, etwa in der Höhe 1850 m, verschwindet plötzlich der Gneiss, seine Unterlage bilden schüttige Hänge von — Schiefern. Auch den Verrucano konnte ich an dieser Stelle gleichsam als Mantel um diese ganze Gneissmulde, selbst an der Umbiegungsstelle, verfolgen. Ein gleiches war am Ostabsturz der *Gaisspitze* möglich.

Die Gneissinseln des *Gauertales* sind also muldenförmig eingespitzte Keile, die in der Tiefe nicht wurzeln und ihrerseits von einer Mulde jüngerer (permotriasischer) Gesteine umhüllt werden. Ein gleiches werden wir nachher am *Tilisunaschwarzhorn* beobachten können. Interessant ist es aber, dass diese beiden dem jüngeren Schieferland eingepressten kristallinen Mulden sich am *Kessikopf* gewissermassen zu vereinigen scheinen. Der kristalline Kern des *Kessikopfs* (vgl. Fig. 1 S. 14), der letzte Ausläufer des eben besprochenen Gneisskeiles, liegt dicht beieinander — ja die Uebergänge oder Grenzen sind schwer zu finden — mit einem mächtigen Dioritklotz, wie er in gleicher Ausbildung mir nur vom *Schwarzhorn—Seehorn* bekannt ist.

Bestärkt wird diese Vermutung dadurch, dass die mesozoischen Sedimente, die am *Kessikopf* auf den Diorit (nach Norden) folgen, eine auffallende Aehnlichkeit, besonders in der Art des Schichtverbandes, mit dem Triasprofil von *Kaspars Loch* (*Gampadelztal*) haben.

Auf den Gneiss und Diorit folgen am Kessikopf (vgl. Fig. 1):

1. dunkelroter körniger Verrucano,
2. feinkörniger, rosa und weisser Buntsandstein,
3. himbeerfarbener Quarzit,
4. gelber Dolomit (untere Trias),
5. Brauner Mergel,
6. Muschelkalk (?).

Alle Schichten sind hier am Steilabsturz auf 20—30 m zusammengedrängt.

Ob diese Schichten hier schon zum Liegenden gehören, ist ungewiss, während der Verrucano vom Gipfel des *Kessikopfes* sicher dem Hangenden des Gneisskeiles angehört.

3. *Das Dioritmassiv Schwarzhorn-Seehorn.*

Durch ihre rauhzerklüfteten Gräte und trotzigen Gipfelgestalten unterscheiden sich die beiden Dioritkuppen *Schwarzhorn* und *Seehorn* auffallend von den ihnen benachbarten kristallinen Gipfeln, den westlichen Ausläufern der *Silvretta.* Sie bringen in die Gleichförmigkeit des Landschaftsbildes von *Tilisuna* erst das charakteristische Gepräge, das jedem Besucher der Gegend in Erinnerung bleiben wird.

Seltsam und fremdartig, wie diese zackigen Spitzen plötzlich aus den welligen Schieferhängen emporragen, so eigenartig ist auch ihre geologische Gestaltung.

Steigt man von der *Tilisunahütte* über *Verspalen* zum *Schwarzhornsattel* hinauf, so quert man, bevor man die mächtigen Blockhalden aus Diorit erreicht, zuerst einen breiten Streifen von Serpentin. Dieser Serpentin ist in einer Breite von 30—40 m aufgeschlossen und scheint stark vom Gebirgsdruck zerklüftet und geschiefert zu sein; anstehendes festes Gestein ist nur wenig zu sehen, dagegen bedeckt schiefriger Schutt weithin die Hänge. Eingebettet in diesen Serpentin liegen ungeheure Blöcke und Fetzen von Verrucano, Buntsandstein, Dolomiten, Schiefern etc. — ein Gebiet, für das sich das Wort Quetschzone wie für kein zweites eignet (vgl. Taf. IX A).

Ueberschreitet man nun das *Schwarzhorn* von Süden nach Norden, so macht man die Beobachtung, dass man über Schichtköpfe von Süden hinaufklettern muss, also gewissermassen über Stufen hinaufsteigen kann. Man wird nun erwarten, nach Norden den Abstieg durch plattenschüssiges Gebiet erschwert zu finden. Statt dessen kann man wiederum über Schichtköpfe, Treppen vergleichbar, hinabsteigen. Die Schichten scheinen gegen den Kern des Massivs von Norden und Süden einzufallen.

Ehe man beim Verlassen des Dioritgebietes wieder die kristallinen Schiefer des *Walseralpgrats* erreicht, muss man nun wieder eine Serpentinzone durchschreiten. Ist sie auch hier nicht so mächtig entwickelt wie am *Schwarzhornsattel,* so kann man doch die dieser Zone eigentümlichen Gesteine auch hier im Schutt (besonders auf der *Gampadelztalseite*) finden.

Versucht man sodann das Dioritmassiv — das einer Ellipse mit den beiden Brennpunkten *Schwarzhorn* und *Seehorn* vergleichbar ist, — zu umgehen, so wird man die schon erwähnte Serpentinzone fast auf allen Seiten (mit Ausnahme einer schmalen Stelle bei der *Tilisunahochalp*) wiederfinden. Ueber die Zusammensetzung dieser Quetschzone (vgl. Taf. IX A) soll noch weiter unten die Rede sein. Besonders breit ist der Serpentin am Absturz nach dem *Gauertal* aufgeschlossen. Bis zur Talsohle hinab bedeckt der Serpentinschutt die Hänge. Nur an einer, bisher offenbar nicht bekannten aber besonders wichtigen Stelle erhalten Trias- und Jura-(?) Gesteine, die ja auch sonst in die Serpentinzone mit verarbeitet sind, die Oberhand (vgl. Taf. IX A, 6).

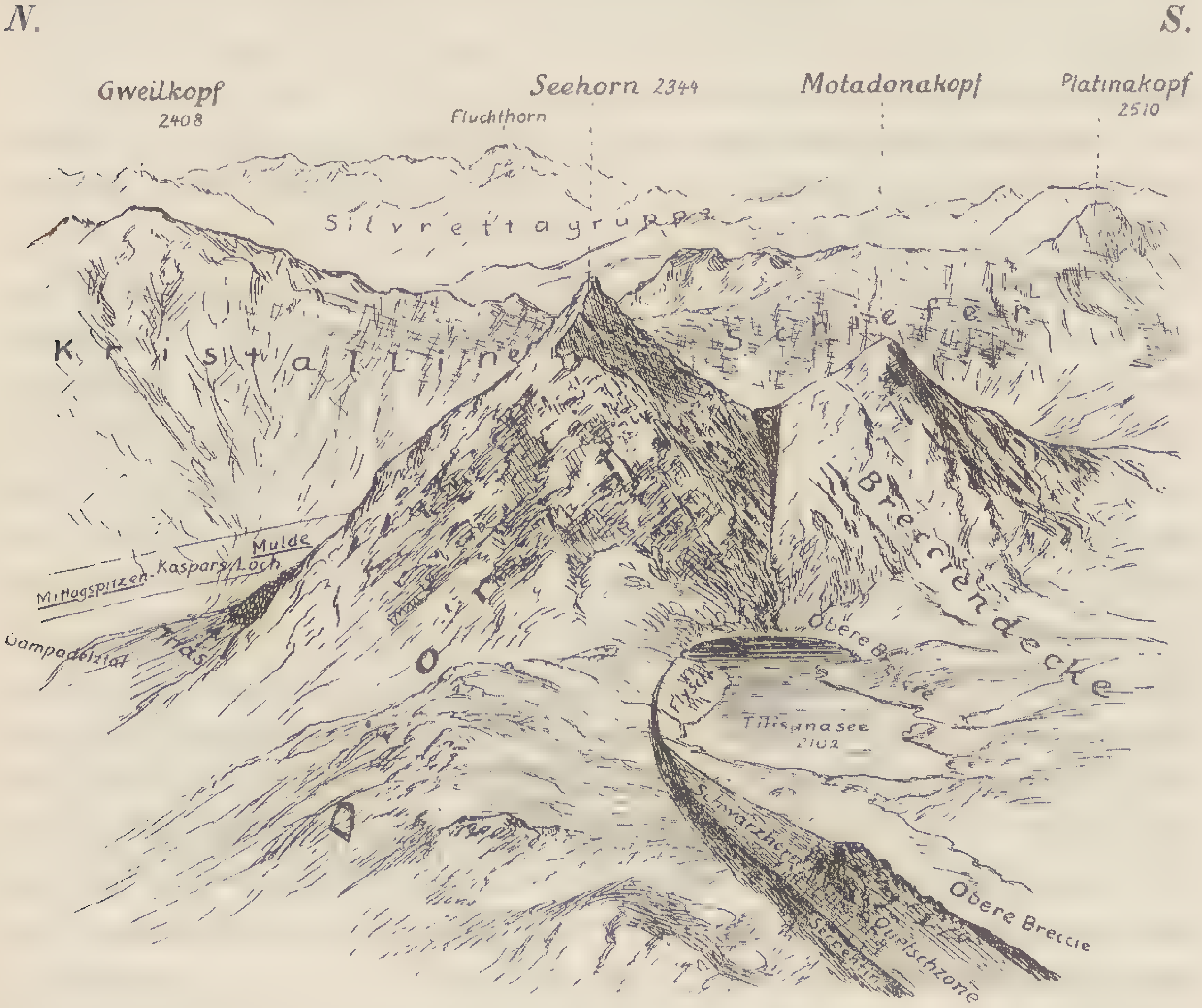

N.
S.
Gweilkopf
2408
Fluchthorn
Seehorn 2344
Motadonakopf
Platinakopf
2510
Silvrettagruppe
Kristalline
Schiefer
Breccien decke
Mulde
Mittagspitzen-Kaspars Loch
Gampadelztal
Trias
Obere Breccie
Flysch
Tilisunasee
2102
Schwarzhorn
Serpentin
Quetschzone
Obere Breccie

Fig. 8. Blick vom Gipfel des Schwarzhorns auf das Dioritmassiv des Seehorns mit der Quetschzone. (Tilisunaseebord und Kaspars Loch) und auf die Mittagspitzenmulde bei Kaspars Loch.

Diese Stelle erhält einige Bedeutung bei Erörterung der Frage: Wurzelt der Dioritstock in der Tiefe oder haben wir in ihm, gleich den Gneisskeilen, eine nur oberflächlich aufliegende, keilförmige Masse zu erblicken? Untersuchungen dieser Art kann man nur am *Gauertal*absturz anstellen, denn an keiner andern Seite lassen sich die Aufschlüsse bis zu dieser Tiefe verfolgen. Das Profil I (Taf. VII) gibt die Befunde des östlichen Talhanges wieder. Ich bemerke ausdrücklich, dass nur tatsächliche Beobachtungen eingetragen wurden, die man an dem, wenn auch zum Teil mühsam und beschwerlich zugänglichen Talhange anstellen kann.

Nachdem für mich festzustehen schien, dass die Gneisskeile nicht in der Tiefe wurzeln, lag es nahe, auch das *Schwarzhorn*massiv daraufhin zu untersuchen.

Es lässt sich nun kein Grund dafür finden, dass der Diorit in die Tiefe fortsetzen soll, er scheint vielmehr deutlich dem Serpentin aufzuliegen.

Aber nicht an allen Stellen bildet der Serpentin die Unterlage, sondern bei *Kaspars Loch* (Taf. IX A, 5) und an dem letzterwähnten Punkt im *Gauertal* (Taf. IX A, 6) tritt der Diorit in enge Berührung mit den erwähnten Triasgesteinen, zum Teil mit einer Zwischenlage heller Gneisse und Glimmerschiefer[1]. Diese Triasgesteine, die nach oben zum *Walseralpgrat* hin sich ausspitzen, sind in die Tiefe verbreitert und fallen deutlich erkennbar unter den Diorit ein. Ihre Unterlage scheint gleichfalls Serpentin zu bilden. Die Triasgesteine, die an andern Punkten in die Serpentinzone verarbeitet sind, gehören dieser Triasmulde des Liegenden an.

Noch ein anderer Umstand lässt die Muldengestalt des Dioritstockes wahrscheinlich erscheinen. Es ist dies das oben erwähnte Einfallen der Schichten nach dem Mittelpunkt des Massivs zu, das man beim Ueberschreiten des *Schwarzhorns* beobachtet.

Der Kern der Mulde würde demnach aus Hornblendegesteinen gebildet, hauptsächlich aus Diorit. Darum legt sich nach unten ein wenig mächtiger Mantel anderer kristalliner Gesteine, hauptsächlich Gneiss und Glimmerschiefer. Dieser liegt der Triasmulde auf, deren Liegendes wiederum von Serpentin und dessen Begleitern Ophicalcit, Spilit und Variolit gebildet wird. Auch andere Gesteine, die sonst der rätischen Zone eigentümlich, kommen mit vor, so am *Schwarzhornsattel* Radiolarit (auf der *Tilisuna*seite), am Sattel selbst roter Mandelschiefer (Untere Kreide?), und am *Gauertal*profil (Taf. IX A, 6) schwarzer Mandelschiefer. Auch die grauen Schiefer, die ich fürs erste noch als jurassisch ansehen möchte, könnten zur rätischen Zone gehören.

---

[1] Am *Schwarzhornsattel* und am *Seehornsattel* sind auch Gneisse und Glimmerschiefer in die Quetschzone aufgearbeitet, ebenso am *Tilisunaseebord.*

Im allgemeinen kann man den Charakter dieser Quetschzonen aus den Profilen (Taf. IX A) ersehen. Ausserdem lässt sich die Quetschzone noch am *Walseralpgrat* beobachten, doch ist es unmöglich und zwecklos, eine Abbildung dieser verschütteten Halde zu geben.

Die Zusammensetzung dieser Profile ist annähernd die gleiche; den normalen Schichtenverband gibt nur das Profil von *Kaspars Loch* (Taf. IX A, 5). Stets wiederholen sich die verschiedenen Ausbildungen des Buntsandsteins (vgl. S. 13), der gelbe Dolomit der unteren Trias, die Rauhwacke und der Ophicalcit.

Am *Schwarzhornsattel* (Taf. IX A, 1, 2) tritt fast an einziger Stelle[1] in diesem Gebiet Spilit und Variolit auf. Ausserdem finden sich graue Juraschiefer und eine eigenartige rote Breccie mit dolomitischen Komponenten (vgl. S. 44.) Alle Schichten stehen fast senkrecht und streichen nordnordöstlich. Die Quetschzone (des *Schwarzhorns*) ist hier etwa 25 m breit.

Am *Tilisunaseebord* (Taf. IX A, 3) fallen alle Schichten steil 25—30° nach Norden ein. An einer Stelle glaubt man Kontaktmetamorphose des Kalkes gegen den Diorit wahrzunehmen. Der Erhaltungszustand der Schichten ist aber viel zu schlecht, um darüber etwas Sicheres zu sagen.

Zu den Profilen am *Seehornsattel* und bei *Kaspars Loch* sind keine weiteren Erläuterungen nötig, da die einzelnen Schichten zum Teil im stratigraphischen Teil eingehend besprochen wurden.

Am *Walseralpgrat* liegen überhaupt nur Bruchstücke, ein eigentliches Profil ist nicht aufgeschlossen, da das Kristalline des *Walseralpgrates* zu stark an den Diorit angepresst ist[2]. Man kann sich aber aus dem Geröll ein solches zusammenstellen. Es fanden sich helle und dunkle Juraschiefer, Buntsandstein (dunkelrotkörnig, weiss- und rosakörnig, himbeerfarben-quarzitisch), wenig Serpentin, aber Ophicalcit; eine kristalline Reibungsbreccie und dieselbe rote Dolomitbreccie wie am *Schwarzhornsattel.*

Ausser den im Profil eingezeichneten Schichten finden sich am Hange des *Gauertals* (Taf. IX A, 6) unterhalb des Profils noch Buntsandstein (rosa und weiss), Verrucano, Rauhwacke, Streifenschiefer und ein rotes Gestein, das die Grundmasse der roten Breccie zu bilden scheint. Ausserdem ebenso wie die letzterwähnten Schichten im Geröll: Mandelbreccie, Serpentin und Ophicalcit. Die Schichten streichen hier N. 25. O. und fallen 70° nach Norden. Alle Schichten ausser der Rauhwacke sind auch anstehend zu finden. Dicht neben dem Profil liegt Kristallin: Hornblendeschiefer, glimmriger Gneiss und Glimmerschiefer.

---

[1] Ausserdem nur noch eine kleine Partie am *Gauertalabsturz* des *Schwarzhornnordgrates* und bei *Kaspars Loch.*

[2] Verschiedene grobe Reibungsbreccien, grösstenteils aus kristallinem Material, zeugen von der Kraft der Gebirgsbewegung.

4. *Die Mittagspitzenmulde.*

Als letzte wichtige Erhebung krönt den Kamm, der von der *Sulzfluh* über *Verspalen* und *Schwarzhorn* nach dem *Montafon* hinabzieht, die *Tschaggunser Mittagspitze.* Es ist eine klippenartig, den kristallinen Schiefern aufliegende Mulde aus Triasdolomit, Rauhwacke, Muschelkalk und Verrucano. Untergeordnete Bedeutung scheinen auch gelber Dolomit (untere Trias?), ein möglicherweise liasischer Kalk und eine Liasbreccie (bei Vollsporn) zu besitzen.

Vom *Schwarzhorn* kommend erreicht man die *Mittagspitze* über den *Walseralpgrat.* Ueber den Bau der Mulde geben am besten die beiden Wege (ein höherer und ein tieferer), die von der *Alpillaalp* nach *Graps* führen und die *Mittagspitze* fast in der Isohypse umgehen, Aufschluss.

Während sonst die Falten ostalpiner Trias ein fast ostwestliches Streichen aufweisen, ist die Fortsetzung dieser Triasmulde, die ich nach dem Orte ihrer mächtigsten und freiesten Entwicklung Mittagspitzenmulde nenne, nach Südosten abgelenkt.

Die Mittagspitzenmulde streicht in das *Gampadelztal* hinab und tritt bei *Plasseggen* in nahe Berührung mit dem Schiefer- und Brecciengebiet. Dieser neue Einschlag in die „Aufbruchszone“ ist deshalb besonders interessant, weil er sich in seiner charakteristischen Eigenart weithin verfolgen lässt und dennoch nicht seine Selbständigkeit einbüsst. Das Profil I (Taf. VII) zeigt die *Tschaggunser Mittagspitze* gleichsam als wurzellose Klippe dem Kristallinen aufgelagert. Abbildung 9 zeigt an einem Blick vom *Kaspars Loch,* wie die Triasmulde nach Südosten ins *Gampadelztal* hinabstreicht. Hier bei *Kaspars Loch* Profil II (Taf. VII) tritt die Mittagspitzenmulde dicht an das *Schwarzhorn* heran, ohne aber irgendwie mit der Trias-Serpentinquetschzone zu verschmelzen. Hinter der *Hochalp* scheint sie auf eine kurze Strecke verschüttet zu sein, sie wird dann, wie alle Schichten, auch von der ersten Blattverschiebung betroffen und um etwa

300 m vorgeschoben. Ihr Verhältnis zur Aufbruchszone von *Plasseggen* mag das Profil III (Taf. VII) die Fig. 5 und die Profilserie Fig. 10 erläutern. Am *Plasseggenpass* verschwindet sie dann, um nur noch spärlich wieder zu erscheinen. Charakteristisch sind ihr der Hauptdolomit, überhaupt normal entwickelte Trias, wie sie sonst in der Aufbruchszone fehlt, ausserdem das breite Granitband (gelegentlich auch Diorit), das sich zwischen sie und die Schiefer der Breccienzone schiebt. Findet man daher im Verlauf der Aufbruchszone nochmals diese charakteristischen Schichten in gleichem Verband, so liegt die Vermutung nahe, dass dies die Fortsetzung der Mittagspitzenmulde ist. So am *Schollberg* (Taf. VIII B, 5) und an den *Gafierbändern* unter der *Madrisa* (Taf. VIII B, 6). Dort finden sich Dolomite mit derselben Unterlage von Granit und Diorit wie bei *Plasseggen*. Zum Teil sind sie ganz in die sie umgebenden kristallinen Schiefer eingebettet und jedenfalls scharf zu unterscheiden von dem Schieferhorizont, der das Hangende des Tithon bildet. Ich erblicke in den vielumstrittenen Dolomiten der Gafierplatten die Fortsetzung der Mittagspitzenmulde von *Plasseggen*. Am *Bernethorn* findet man dann die letzten Ausläufer der Mittagspitzenmulde.

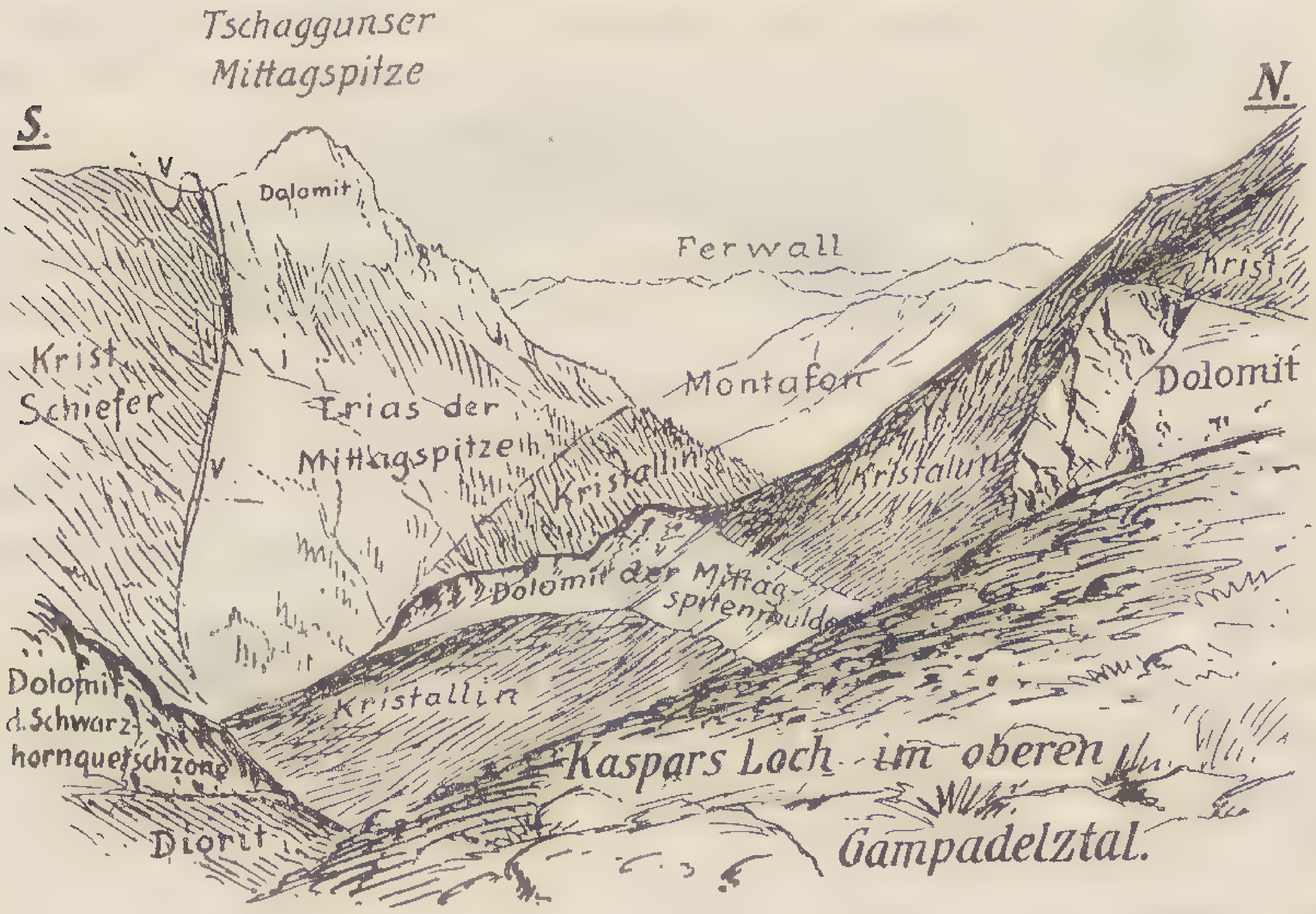

Tschaggunser Mittagspitze
S.
N.
V
Dolomit
Ferwall
Krist.
Krist. Schiefer
Dolomit
Montafon
Trias der Mittagspitze
V
Kristallin
Kristallin
Dolomit der Mittagspitzenmulde
Dolomit d. Schwarzhornquetschzone
Kristallin
Diorit
Kaspars Loch im oberen Gampadelztal.

Fig. 9. Die Mittagspitzenmulde im Gampadelztal (von der Tschaggunser Mittagspitze nach Südosten zum Kaspar Loch hinüberstreichend).

Rothpletz meint, dass zwischen *Gaisspitz* und *Tilisunahütte* im Norden und *Klosters* im Süden jede Andeutung von Trias fehle[1]. Von allem andern abgesehen ist die Mittagspitzenscholle bei *Plasseggen* 100—150 m breit entwickelt. Da sie bisher stets unbeachtet geblieben ist, gebe ich hier mehrere skizzierte Parallelprofile zu ihrer genaueren Kenntnis (Fig. 10).

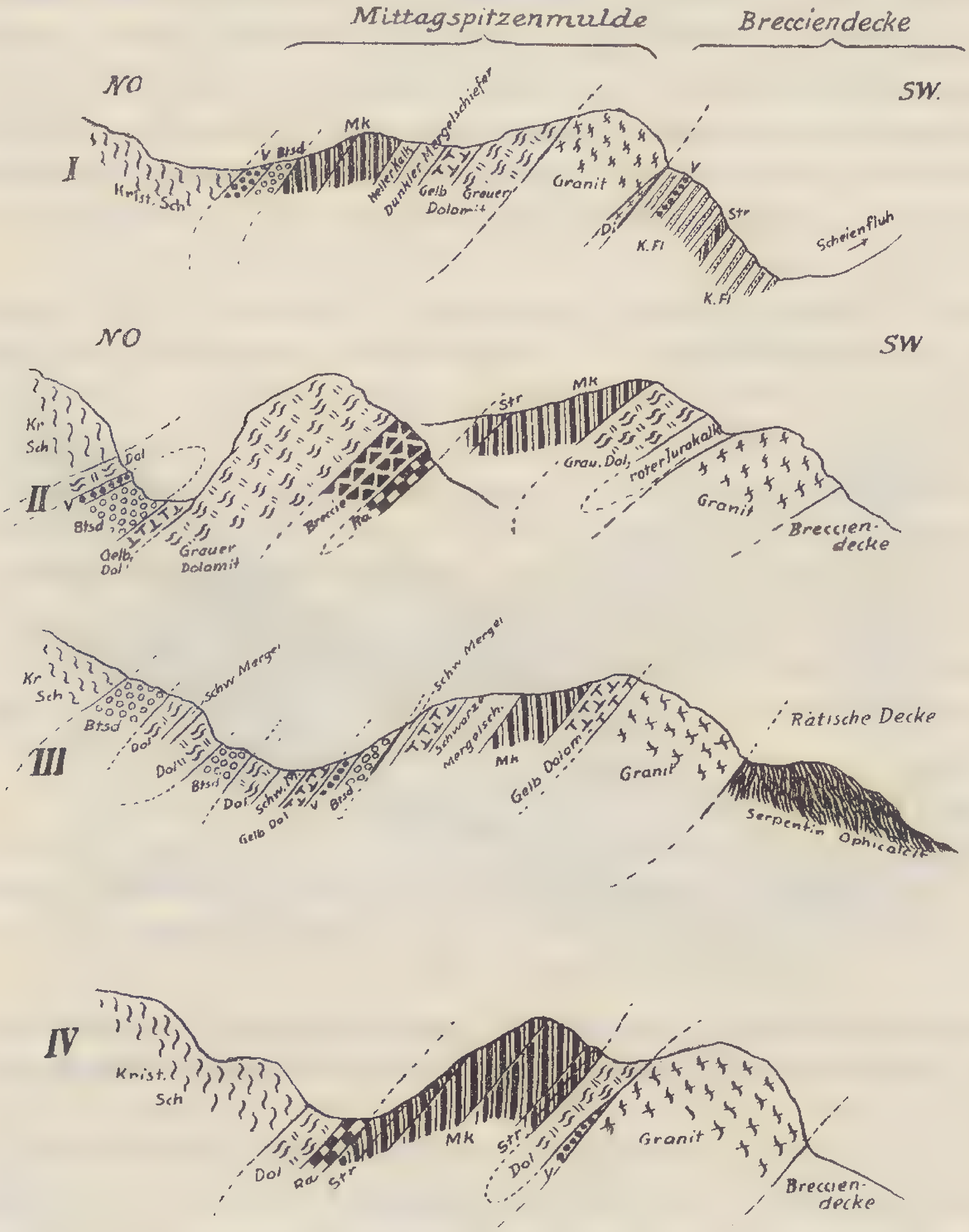

Mittagspitzenmulde
Brecciendecke
NO
SW.
I
Krist. Schl
V Btsd
Mk
Heller Kalk
Dunkler Mergelschiefer
Gelb
Grauer
Dolomit
Granit
V
Di
K. Fl
Str
K. Fl
Scheienfluh
NO
SW
II
Kr
Schl
Dol
V
Btsd
Gelb. Dol
Grauer Dolomit
Breccie
Ra
Str
Mk
Grau. Dol.
roter Jurakalk
Granit
Breccien-
decke
III
Kr
Sch
Btsd
Dol
Schw Mergel
Dol
Btsd
Dol
Schw. M.
Gelb Dol
V
Btsd
Schw Mergel
Schwarze Mergelsch.
Mk
Gelb Dolom.
Granit
Rätische Decke
Serpentin Ophicalcit
IV
Krist. Sch
Dol
Ra
Str
Mk
Str
Dol
V
Granit
Breccien-
decke

Fig. 10. Profilskizzen durch die Mittagspitzenmulde bei Plasseggen (vgl. auch Taf. VII Prof. III und die Fig. 5).

---

[1] A. a. O. S. 16. Da nur jurassische Schichten direkt oder diskordant auf Perm, teils auf archäischen Schiefern liegen.

Am *Gauertal* scheint die *Mittagspitze* nach Norden auszukeilen, da eine Fortsetzung auf das gegenüberliegende Talgehänge nicht zu beobachten ist[1]. An den Gauertalhängen ist ihr tiefstes Auftreten stark verschüttet, so dass ihr tiefster Punkt sich am *Walseralpboden* (1589 m) im *Gampadelztal* befindet; ihr höchster Punkt liegt am *Madrisajoch*, ca. 2700 m hoch.

Zu den Profilen braucht nur wenig hinzugefügt zu werden, da ein näheres Eingehen auf die einzelnen Glieder der Vorarlberger Trias nicht im Rahmen dieser Untersuchung liegt.

Den Hauptanteil an der Mulde, solange sie noch ungestört gefaltet ist, scheint der Hauptdolomit (grauer Dolomit) zu bestreiten. Sein Liegendes bilden gelber Dolomit (untere Trias), Dolomitbreccie, Rauhwacke und schiefriger Muschelkalk, Verrucano und Rät. Fossilführender Muschelkalk (Brachiopodenbank) tritt nur am Südosthang der *Mittapspitze* selbst auf.

Bei *Kaspars Loch* (auf der rechten Talseite) wird das Erkennen der Mulde durch einen lokalen Abrutsch erschwert, indem dadurch eine doppelte Schichtenfolge vorhanden zu sein scheint. Die eigentliche Mittagspitzenmulde zieht etwa 40 m über dem *Kaspar Loch* durch.

Schon an der *Mittagspitze* (am oberen Höhenweg an der *Alpilla*seite) treten helle, graue und rosa Kalke mit muscheligem Bruch auf[2], aber ohne Fossilien. Oberhalb *Kaspars Loch* stehen ähnliche an, und bei *Plasseggen* findet sich zwischen Granit und Hauptdolomit eine breite Bank roten, gelben und grauen Kalkes und Spuren, die man für Belemnitenreste halten könnte. Besonders an dieser Stelle erinnern die Kalke an Adnether Lias.

Gegenüber der *Tilisunahochalp* tritt neben dem Serpentin und Ophicalcit schon etwas Granit auf, nach der ersten Blattverschiebung schwellen beide zu bedeutender Mächtigkeit an. Mit der Mittagspitzenscholle haben sie direkt wohl nichts zu tun, doch begleiten sie dieselbe nicht nur bei *Plasseggen*, sondern auch über den *Schollberg* bis zur *Madrisa* und trennen sie von den durchaus verschiedenen Schichten der Breccienzone. In seiner Ausbildung ist der Granit nahe dem Granit unter den Sulzfluhkalken verwandt.

---

[1] Der *Kristakopf* bei *Tschagguns* ist eine nach Norden geöffnete Trias-Juramulde, die mit der *Zimbascholle* zusammenzuhängen scheint.

[2] Grosse Blöcke davon sind nach *Vollsporn* abgestürzt. Desgleichen findet sich dort unten eine Art Liasbreccie mit Muschelkalk und Rätkomponenten.

Bei *Plasseggen* fallen alle Schichten steil nach Nordosten und streichen am *Plasseggenpass* N. 60°—70° O. Durch Faltung und Ueberschiebung ist die Triasmulde hier in mehrere Schuppen zerrissen, so dass der Zusammenhang unter den Schichten zum Teil schwer erkennbar ist (besonders im östlichsten Bachlauf des *Tilisunabachs*). Die kristallinen Schiefer scheinen die Trias diskordant zu überlagern.

Mit grosser Vorsicht möchte ich an dieser Stelle auf eine Vermutung hinweisen, für die bisher leider noch die näheren Untersuchungen ausstehen. Es erscheint mir nämlich nicht ausgeschlossen, dass die Trias der *Mittagspitze* in Zusammenhang mit der Triasunterlage des *Schwarzhorns* steht und dass von *Plasseggen* an der Triaszug, den ich auf allen Profilen und Ansichten mit dem Namen Mittagspitzenmulde bezeichne, nicht nur die Fortsetzung der Tschaggunser Mittagspitze, sondern auch der Schwarzhornquetschzonen bildet. Aufgefallen ist es mir, dass schon bei *Plasseggen* und später auch weiterhin, nicht nur Juliergranite, sondern auch Diorit die Unterlage der Triasdolomite bilden. Für die Fortsetzung dieses Triaszuges wäre dies von geringer Bedeutung, grösseres Interesse muss man ihr bei *Plasseggen* und *Kaspars Loch* entgegenbringen. Bisher habe ich, wie ich auch bei der Erklärung der Lagerungsverhältnisse noch darlegen will, die Mittagspitzentrias als das Hangende, die Trias des *Schwarzhorns* als das Liegende einer kristallinen Mulde aufgefasst (vgl. das Faltenschema Fig. 20), deren Hauptkern den Walseralpgrat bildet. Diese Ansicht müsste dann eine Aenderung erfahren, doch möchte ich einstweilen diese Frage nicht weiter erörtern.

5. *Die Plasseggenalp und das Fenster in den Gruben.*

Zur Vervollständigung des Bildes, das ich bisher von der Umgebung von *Tilisuna* gegeben habe, mögen noch einige Worte über die Schieferhänge dienen, die in die wannenartige Vertiefung zwischen *Sarotlaspitz* und *Platinakopf* einerseits und *Scheienfluh* anderseits eingebettet sind. Es ist dies die *Plasseggenalp*, die sich von der Talenge an der *Tilisunahochalp* bis zum *Plasseggenpass* erstreckt[1].

Die wichtigsten Erscheinungen dieses Gebietes sind einerseits die schon erwähnte Triasmulde, anderseits eine Anzahl — kulissenartig gegeneinander absetzender — Blattverschiebungen (vgl. Abb. 18). In der Hauptsache sind es drei scharf zu trennende Blattschuppen, die zum Teil nicht nur transversale, sondern auch vertikale Verschiebungen erlitten haben. Die erste und Hauptblattverschiebung lässt sich, von den kristallinen Schiefern an der Tilisunahochalp angefangen, bis in die *Gruben* hinein, also 3 km weit verfolgen. An diesen Blattverschiebungen sind Schichten des Schiefergebietes mitgeschleppt und teils nur an die Sulzfluhkalke angepresst, teils aber zwischen den Schuppen der Sulzfluhkalke hindurch in den Grubenpass hineingeschoben worden.

---

[1] Auf der Karte wird unter dem Namen *Plasseggen* auch die Dolinenlandschaft östlich des Passes bezeichnet. Da die Hänge stark verschüttet sind, lassen sich dort kaum Beobachtungen machen. Ich meine daher stets das Gebiet westlich des Passes, wenn ich von *Plasseggen* spreche.

Die relativ ruhige, ungestörte Lagerung einzelner Schichten und Zonen bei *Tilisuna* lässt sich bei *Plasseggen* nicht mehr verfolgen. Zudem ist der grösste Teil der schüttigen Schieferhänge von tiefeingeschnittenen Tobeln zerrissen, vgl. Fig. 5, die den Versuch, Klarheit in dieses Gewirr von flyschartigem Schiefer (Kreide?), Rauhwacke und Streifenschiefer zu bringen, gänzlich aussichtslos erscheinen lassen.

Am „*Schnittlauchgärtle*" (zwischen 2. und 3. Blattverschiebung) ist die ganze Quetschzone (also rätische und Breccienzone) zwischen den Tithon und eine Synklinale aus Muschelkalk und Streifenschiefer eingepresst. Hier herrscht ein trostloses Chaos von Flysch, Streifenschiefer, Rauhwacke und dazwischen einzelne Fetzen von Juraschiefer, Radiolarit und Verrucanoschiefer. Zum Teil sind an den Blatträndern liegende Schichten mit in höhere Lagen geschleppt worden; so ein grosser Fetzen Granit, dann Serpentin und Ophicalcit (hier sekundär breccienartig zertrümmert); Serpentinlagen finden sich bis zur Passhöhe noch mehrfach.

Ausserdem findet man am *Plasseggenpass* selbst, an der Höhe unter dem Kristallinen und dem Granit, casannaartige Schichten, roten Radiolarit, grauen, knolligen Jurakalk, spätigen Kreideflysch und dunkle (Raibler?) Mergel. Weiterhin finden sich nur kleinere Aufschlüsse im Tobel, der vom Pass nach Osten hinabzieht, im übrigen sind die verschütteten Hänge der *östlichen Plasseggenalp* von Weiden bedeckt. Interessant sind nur die Dolinen am Rand der Sulzfluhkalke. Anstehendes Gestein findet sich dann erst an der *Weberli Höhle* (oberhalb *Partnun*). (Taf. VIII B, 4.)

Die Tithonschuppe, die die nördliche Umrahmung der „*Gruben*" bildet, ist durch die Wirkung der Blattverschiebung I (bei *Plasseggen*) von der Hauptmasse abgetrennt, am *Grünen Fürkli* auf die oberste Tithonschuppe der *Sulzfluh* hinaufgeschoben und in das Schiefergebiet von *Tilisuna* eingefaltet, so dass Schichten der Breccienzone, der rätischen und ostalpinen Zone an der nördlichen und östlichen Umrandung der Gruben zum Durchbruch kommen. Man kann in dieser abgetrennten Quetschzone auch nicht den geringsten Zusammenhang unter den einzelnen Schichten herausfinden, und muss sich deshalb mit der Aufzählung der anstehend vorkommenden Schichten begnügen. Auffallend ist es, dass diese augenfällige Durchstechung der Sulzfluhkalke mit der Schieferzone noch niemals bemerkt wurde, obgleich diese Schichten dicht an einem vielbegangenen Wege (Partnun — Tilisuna) anstehen[1] (vgl. Taf. VIII B, 3).

Am besten ist dieser Durchbruch der Schichten am ersten grossen Tobel (beim Abstieg vom *Plattenpass* links) und an der kleinen vorspringenden Kanzel am Wege zu beobachten. An der Tilisunaseite beteiligen sich Kreideflysch (?), Verrucano, Rauhwacke, Streifenschiefer und Muschelkalk, graue Schiefer und Gneissbrocken (nicht anstehend). Wieweit diese Durchbruchszone in die Gruben hineingereicht hat, dafür gibt es nach der Erosion keine Anhaltspunkte mehr. Auf der *Plasseggen*seite ist hauptsächlich Flysch, Muschelkalk (?), gelblicher Dolomit, Rauhwacke und grauer Jurakalk durchgeschoben[2]. In der Nähe des *Hermannsteins* findet man einen gelben und roten Kalk, dessen gelblicher Teil zu Breccienbildung neigt. Das Alter liess sich nicht feststellen. Derselbe gelbe Kalk kommt oben an den Blattverschiebungen bei *Plasseggen* vor.

II. Das Gebiet südsüdöstlich der Tilisunaalp.

Vom *Plasseggenpass* an formt sich die Schieferzone, die zwischen Sulzfluhkalk und kristalline Schiefer eingeschoben ist in eine Gestalt, die sie auf kilometerweite Erstreckung beibehält.

Stark zusammengepresst (bei *Weberlis Höhle* bis auf 20 m) und geschuppt, sind nur wenige Stellen geeignet, um ein klares Bild von ihrer Zusammensetzung zu geben. Erst am Talschluss des *Gafiertales* gewinnt sie wieder an Breite, um sich dann am *Madrisjoch* und auf der *Saaser Alp* mächtig zu entfalten. Doch auch hier erhält man nur an wenigen Punkten einen Einblick in ihre Gestaltung.

---

[1] Ich bin überzeugt, hätte Theobald nicht gerade diesen Teil des *Rätikons* (*Tilisuna*) sehr vernachlässigt, so wären verschiedene Funde, von besonderem lokalen Interesse (*Mittagspitzenmulde, Schwarzhorngebiet, Blätter von Plasseggen* etc.) schon längst bekannt.

[2] An einer Stelle scheint sogar eine Lücke in der Ueberschiebung zu bestehen und eine Verbindung zwischen der oberen und der durchschobenen Quetschzone vorhanden zu sein. Auf der *Plasseggenseite* kann man hier auch sehr schön das vertikale Absinken der Blattschollen beobachten.

Neue Schichten treten nicht hinzu, es kehren nur die Gesteine wieder, die schon von *Tilisuna* und *Plasseggen* bekannt und zu dem charakteristischen Gepräge der einzelnen scharf gesonderten Zonen und Faltenzüge gehören. Die Taf. VIII B gibt einige Profile durch die zu besprechenden Gebiete.

1. *Weberlis Höhle und Schollberg.*

Das Hochtal von *Partnun* wird im Westen und Norden von den Kalkmauern der *Sulzfluh* und *Scheienfluh* (*Weissplatten*) begrenzt. Nach Osten schliessen sich die kristallinen Kuppen (*Sarotlaspitz, Vierecker*) *Rotspitz, Rungspitz* und *Schollberg* an, während die Sulzfluhkalke auf ein schmales Band zusammengedrängt werden.

An der tiefsten Einsenkungsstelle zwischen der *Scheienfluh* (*Mittelfluh* und *Schafläger*) und dem *Schollberg* liegt *Weberlis Höhle.* Die Schieferbildungen, die an dieser Stelle den Tithon überlagern, haben besonderes Interesse. Oftmals ist die Stelle erwähnt worden, weil hier die Schichten, die bei *Tilisuna* und weiter südlich, auch an der *Madrisa,* wieder mächtig sich entfalten, auf einen relativ schmalen Raum zusammengedrängt sind[1] (Taf. VIII B, 4).

An den Schiefern — die zum Teil jurassischen Habitus (Liasfleckenmergel?) zeigen — ist es nicht möglich, eine Gliederung vorzunehmen. Dass THEOBALD es unternahm, elf verschiedene Schichten an dieser Stelle auszuscheiden, ist natürlich ein Irrtum, der sich aber aus seiner Auffassung über Faltung erklärt. Ebensowenig ist aber ROTHPLETZ' Ansicht, der hier nur schiefrigen Tithon zu sehen glaubte, den Verhältnissen entsprechend. Zu unterst scheint Streifenschiefer zu liegen, dann der eben erwähnte graue Kalkschiefer. Gegen das Kristalline zu tritt ein heller Quarzit auf. Auffallend ist, dass der mächtige Block von Radiolarit mit unverkennbar antiklinaler Faltung, der den Schiefern eingelagert ist, bisher so wenig Erwähnung gefunden hat.

---

[1] Noch enger sind diese Schichten unter der *Mittelfluh* auf 3—4 m zusammengedrängt; es folgt darauf gleich Kristallin. In diesem schmalen Band folgen auf den Tithon Raibler (?) Mergel, Kristallin, Flysch, grüner Granit Casannaschiefer und dann Hornblendeschiefer.

Am *Schollberg* ist diese Quetschzone dann wieder hoch aufgeschlossen. Interessant ist der Dolomit, wenn auch nur als ein $^1/_2$ m breites Band entwickelt, den ein hellgrüner Granit unterlagert. Das Theobaldsche Profil ist nirgends zu erkennen, da die Hänge stark verschüttet. Erst oben in den Wänden des Steilabsturzes findet sich das Profil (Taf. VIII B, 5) zwischen der 3. und 4. Gratrippe (50 m hoch aufgeschlossen). Dort oben lässt sich auch eine kleine Tithonschuppe mit eingequetschten Schiefern beobachten. Ueber dem Tithon liegen zuerst sehr steil gestellte Couches rouges (letztes Vorkommen im Osten), darüber folgen in bunter Reihenfolge Streifenschiefer, Rauhwacke, Mergel, Granit, Radiolarit, grauer Jurakalk, Kreideflysch, Muschelkalk, Streifenschiefer und Dolomit. Die Streifenschiefer, die wir bei *Tilisuna* als Begleiter der Liasbreccien kennen gelernt haben, scheinen hier wie auf der ganzen Strecke zwischen Tilisuna und Madrisa die einzigen Vertreter der Breccienzone zu sein.

2. *Gempifluh, Gafiertal.*

An der *Gempifluh* tritt keine Aenderung in der Zusammensetzung der Schieferzone ein, sie wird stellenweis nur noch einförmiger, und besteht nur aus grauen Schiefern, Streifenschiefer und Flysch[1]. Erst *„auf den Bändern“* lassen sich wieder charakteristische Profile finden[2]. Dort liegen dann über der eigentlichen Quetschzone, wie am *Schollberg*, auch die vielumstrittenen Dolomitfetzen in das Kristalline eingefaltet (so wie die ganze Mittagspitzenmulde, vgl. Prof. I Taf. VII), von denen Tarnuzzer (1899 S. 14) einige gute Beschreibungen und Zeichnungen gibt. Da sonst kein Dolomit (ausser dem gelben Dolomit der unteren Trias, von dem er sich erheblich unterscheidet) in der Aufbruchszone bekannt ist, sich auch in dem Kristallinen des Liegenden zwischen Dolomit und Aufbruchszone einige Brocken des typischen Plasseggengranits und -diorits finden, halte ich diesen Dolomit und seine Fortsetzung zum Madrisjoch für einen Ausläufer der Mittagspitzenmulde. ROTHPLETZ erklärte ihn für Röthidolomit, TARNUZZER erkannte in ihm jurassisch-cretacische Kalke (seine Deutung des Sulzfluhkalkes)[1], also Brocken, die von den Tithonbändern in das Kristalline eingefaltet seien. (Vgl. Fig. 11.)

---

[1] Der ganze Stock der *Gempifluh,* samt der kristallinen Kappe, scheint gegen den Hauptkamm abgesunken zu sein, was sich auf der Gafierseite in einigen Querbrüchen äussert, die nicht nur den Tithon, sondern auch offenbar die darunter liegenden Juraschichten betroffen zu haben scheinen. Rothpletz scheint daraus seine Verwerfung Verspalen-Klosters abgeleitet zu haben, wofür ich sonst keinen weiteren Anhalt fand.

[2] Tarnuzzers Untersuchungen sind leider zu sehr auf einzelne Punkte beschränkt; so finden sich mehrere Profile unter dem *Gafiersee,* wo sich Radiolarit, Rauhwacke, Juraschiefer, Streifenschiefer und auch Verrucano finden, welch letzteren er vermisste.

Dieser Dolomit hat seine grösste Mächtigkeit am *Madrisjoch*, wo er in den dortigen Schuppen mehrmals wiederkehrt. *„Auf den Bändern“* sind es nur einige Fetzen, weiter oben dagegen liegen mehrere breite Bänke übereinander. An dem Südabsturz des *Madrishorns* kann man sehen, dass er einige hundert Meter vom Kristallinen überschoben wird. Ebenso lässt er sich am Abhang des *Jakobs-* und *Bernethornes*, oberhalb der Schieferzone noch eine ganze Strecke weit verfolgen. Nirgends beträgt seine Mächtigkeit mehr als 15—20 m.

Auf der Nordseite des *Gafiertales* ist ein Aufstieg zum *Talegg* und weiter zum *Gafiersee* deshalb interessant (vgl. Prof. X), weil die dort auftretenden Schichten, die bis zum Absturz der Sulzfluhkalke anstehen, nicht etwa der Unterlage, den Bündner Schiefern angehören, sondern zum Teil der rätischen Zone. An den Querbrüchen (vgl. Fig. 3), die an der *Gempifluh* deutlich sichtbar sind, sank nicht nur der Sulzfluhkalk ab, sondern zum Teil auch seine Ueberlagerung, rätische Radiolarienhornsteine. So kommt es, dass man beim Aufstieg über den steilen Hang zuerst Flysch und unbestimmbare graue Schiefer überklettert, dann Falknisbreccie (das einzige bedeutendere Auftreten im *östlichen Rätikon*), schliesslich graue Radiolarienschiefer und andere graue Schiefer, die möglicherweise auch jurassischen Alters sind, und dicht unter dem, hier nur etwa 30 m hohen, Steilabsturz der Sulzfluhkalke einige Bänke roten Radiolarienhornstein. Ueber dem Sulzfluhkalk folgt dann grauer Schiefer (ähnlich dem Juraschiefer von der Casanna bei Klosters, in dem sich ein Belemnit fand), wieder Radiolarienhornstein, dann Streifenschiefer, Verrucano und Rauhwacke (Taf. VIII B, 6).

3. *Madrisjoch—Saaser Alp—Klosters.*

An den Abhängen des *Madrishornes* sowohl nach Westen wie nach Süden (*Saaser Alp*) lässt sich die Schieferzone wohl in ganz

---

[1] 1901 gab TARNUZZER (Zentralblatt, Brief an A. ROTHPLETZ) auch das tithonische Alter der Kalke der Rätschenfluh zu, für die Gafierbänder blieb er aber bei seiner alten Anschauung.

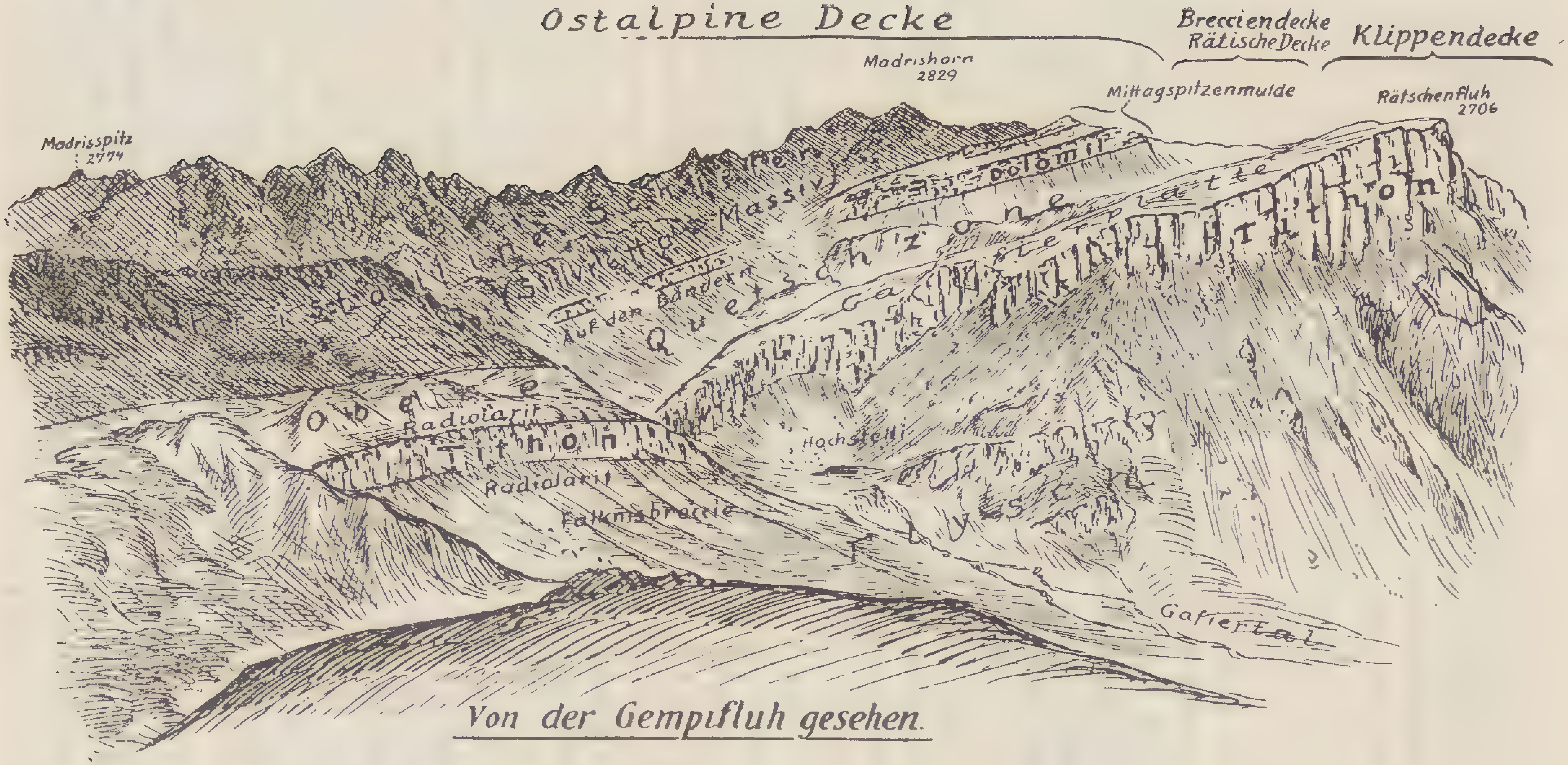

Ostalpine Decke
Brecciendecke
Rätische Decke
Klippendecke
Madrishorn 2829
Mittagspitzenmulde
Rätschenfluh 2706
Madrisspitz 2774
(Silvretta Massiv)
Dolomit
Auf den Bändern
Quetschzone
Gafierplatte
Tithon
Obere Radiolarit
Tithon
Radiolarit
Falknisbreccie
Hochsteli
Flysch
Gafiertal
Von der Gempifluh gesehen.

Fig. 11. Gafiertal (Radiolarit, Falknisbreccie) und Gafierbänder (Dolomite der Mittagspitzenmulde) von der Gempifluh gesehen.

beträchtlicher Ausdehnung verfolgen, doch sind die Abhänge dermassen verschüttet und auf weite Strecken mit Weiden bedeckt, dass die Auffindung irgendwelcher Gesetzmässigkeit, entweder in Schuppen oder Falten vollkommen ausgeschlossen erscheint. Auch eine Spezialkartierung würde hier wenig Wert haben, da sie nur die ungeheure Regellosigkeit feststellen könnte. Die *Saaser Alp* erinnert darin schon an die Aufbruchszone auf der Hochfläche von *Arosa*, wenn hier auch nicht so viele Schichten vorhanden sind. Man muss sich deshalb mit einer Aufzählung der vorhandenen Gesteine begnügen.

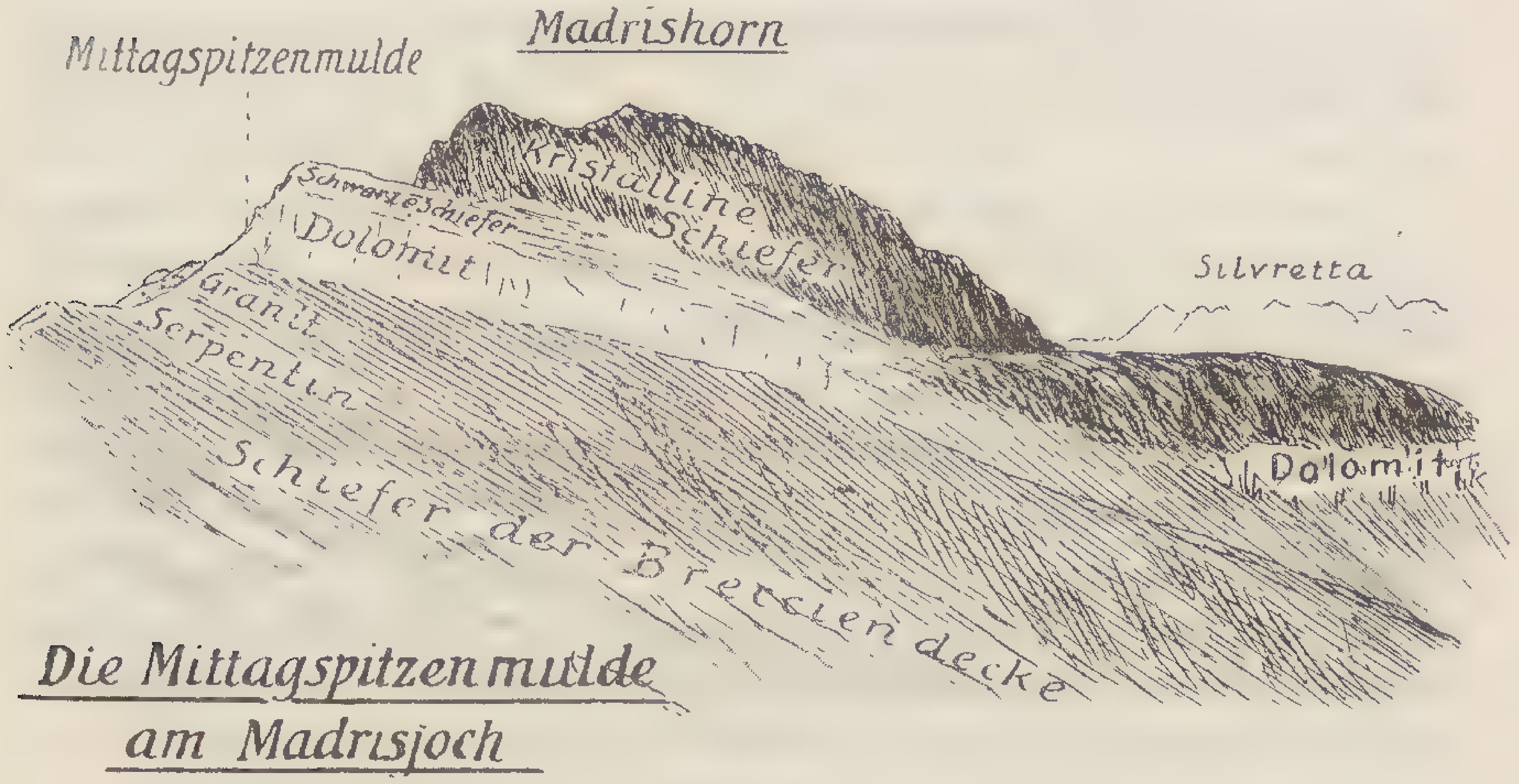

Madrishorn
Mittagspitzenmulde
Schwarze Schiefer
Kristalline Schiefer
Dolomit
Silvretta
Granit
Serpentin
Dolomit
Schiefer der Breccien decke
Die Mittagspitzenmulde
am Madrisjoch

Fig. 12.

Dem Sattel zwischen der *Rätschenfluh* und dem *Madrishorn* wurde für die Klärung der Zusammensetzung der Quetschzone oder Schieferzone bisher grosse Wichtigkeit beigemessen. Dies ist nicht der Fall (man kann die Zonen, die dieses Gebiet zusammensetzen, nur bei *Tilisuna* studieren), denn einmal besteht das *Madrisjoch* aus so vielen Schuppen, dass eine Aufteilung der Schichtglieder ihrem Alter nach, wie es THEOBALD und TARNUZZER versucht, gänzlich erfolglos ist; ausserdem geht dicht neben dem Jochgrat eine Blattverschiebung durch, an der die Saaser Calanda gegen die Rätschenfluh verschoben ist, so dass die Schichten vielfach mitgeschleppt worden sind und so auch innerhalb der einzelnen Schuppen jegliche Regelmässigkeit verwischt wurde. Wollte man genau jede einzelne Schicht, die auf der Gratschneide ansteht, aufzählen, so würde man vom Tithon bis zur eigentlichen

Ueberschiebung oberhalb des Dolomits mehr als 50 Schichten zählen können, während kaum ein Dutzend verschiedener Schichtglieder vorhanden sind. Da Rothpletz diese Stelle nicht selbst gesehen hat, ist es begreiflich, dass er sie für so einfach hält. Das Profil von Jennings ist stark schematisiert.

An der stark verschütteten Quetschzone unter der *Madrisa* sieht man ausser dem Dolomit keine Schicht in normalem Verbande. Im Geröll findet man Tristelbreccie, Mandelschiefer, Serpentin und roten Ophicalcit.

Am *Madrisjoch* wiederholen sich alle Schichten mindestens 3—4 mal. Besonders häufig Dolomit (sämtliche Dolomitfetzen sind gleichartig), Rauhwacke, Streifenschiefer, Liasbreccien, Kreideflysch mit Fukoiden, Granit (grün, wie am Schollberg) und Casannaschiefer.

Nicht nur die *Saaser Caldana* ist an der Blattverschiebung gegen die *Rätschenfluh* vorgeschoben, sondern auch noch eine Tithonschuppe (mit schwacher Flyschzwischenlage) auf die *Rätschenfluh* hinaufgeschoben.

An der *Saaser Alp* kann man nur in wenigen der vom *Bernethorn* herabziehenden Tobel versuchen, ein Bild von der Zusammensetzung der Gegend zu erhalten. Im unteren Teil scheinen Kreideflysch (Topfscherbenschiefer) und Streifenschiefer grosse Ausdehnung zu haben. (Dicht neben dem *Untersäss* ist roter Radiolarit mächtig entwickelt.) Weiter nach dem *Obersäss* zu folgen:

1. graue Juraschiefer, abwechselnd mit Streifenschiefer;
2. rote und grüne Verrucanoschiefer;
3. wieder Schiefer wie 1. mit Zwischenlage von feinkörnigem Gips;
4. Radiolarit (rot);
5. graue Schiefer;
6. Kristallin mit dem eingefalteten Dolomit, dem allerletzten Ausläufer der Mittagspitzenmulde.

Aus dieser Aufzählung der Gesteine ersieht man, dass sowohl Gesteine der Breccienzone als der rätischen Zone vorhanden sind. Eine reinliche Scheidung dieser Zonen, wie bei *Tilisuna* lässt sich aber nirgends durchführen. Im absinkenden Teil dieses, zwischen kristallinem Schiefer und Tithon eingepressten, Schieferlandes verschmälert sich der Streifen. Dennoch bekommt man auch hier wieder keinen Einblick in seine Zusammensetzung, da man besonders unterhalb der Baumgrenze nur hie und da noch ein Schichtglied beobachten kann. Kurz hinter dem

Schlappiner Tal keilt die ganze Aufbruchszone des *Rätikons* aus. Am *Verkolmtobel* ist seit der Wildbachverbauung leider nicht mehr viel zu sehen; von dort ab beginnt das Mittelstück von *Klosters*, das erst nach Bearbeitung der *Casanna* näher untersucht werden kann. So viel scheint aber festzustehen, dass die Verhältnisse des Scharniers nicht so einfach sind, wie JENNINGS sie gezeichnet hat, sondern dass eine komplizierte Vereinigung von Blättern und Brüchen vorliegt, wie an mancher ähnlichen Stelle.

Im *Schlappinatal* setzt sich der Schieferstreifen noch aus Rauhwacke, Verrucano und Streifenschiefer zusammen. Die letzten anstehenden Schichten sind bis zum *Verkolmtobel* Buntsandstein, Verrucano und graue Schiefer. An der linken Seite des *Schlappinabaches* scheint ein kleines Blatt mit einer Tithonschuppe und Streifenschieferzwischenlage vorhanden zu sein.

4. *Das Fenster von Gargellen.*

Mit den bisher beschriebenen Gegenden wäre die Aufzählung derjenigen Gebiete erschöpft, die östlich von *Tilisuna*, in direkten Zusammenhang mit den dort gemachten Beobachtungen gebracht werden können, die also gewissermassen als deren Fortsetzungen zu gelten haben.

Hiervon getrennt, aber doch in eigentümlichem Zusammenhang mit den Gebieten der Sulzfluhkalke, der Breccienzone und der rätischen Zone steht das Fenster von Gargellen in einem der grösseren Nebentäler des *Montafon*.

Durch die Erosion der Gletscher, die einstmals dem *Vergalden* (*Val calda*) und *Valzifenz* (*Val di ventum*) entströmten, ist das *Gargellental* tief in das Gebirge eingeschnitten worden, so dass hier die Unterlage der überschobenen kristallinen Decke nochmals zu Tage tritt[1].

Auf einer Strecke von 5 km auf der linken Talseite und 1 km auf der rechten Talseite werden die Talhänge von 30 bis 40 m hohen Kalkwänden (Tithon) eingefasst. Am deutlichsten sichtbar sind diese Wände gerade über dem Ort *Gargellen*.

---

[1] Es ist nicht genügend bekannt, dass dieses Auftreten tithonischer Kalke mitten im kristallinen Gebirge schon Anfang der vierziger Jahre in der ersten geologischen Beschreibung Vorarlbergs durch A. R. SCHMIDT erwähnt und in der zugehörigen Karte eingezeichnet wurde. (Während der Korrektur lese ich, dass Suess [Inntal bei Nauders 1905] gleichfalls an die vergessene Mitteilung von Schmidt erinnert.)

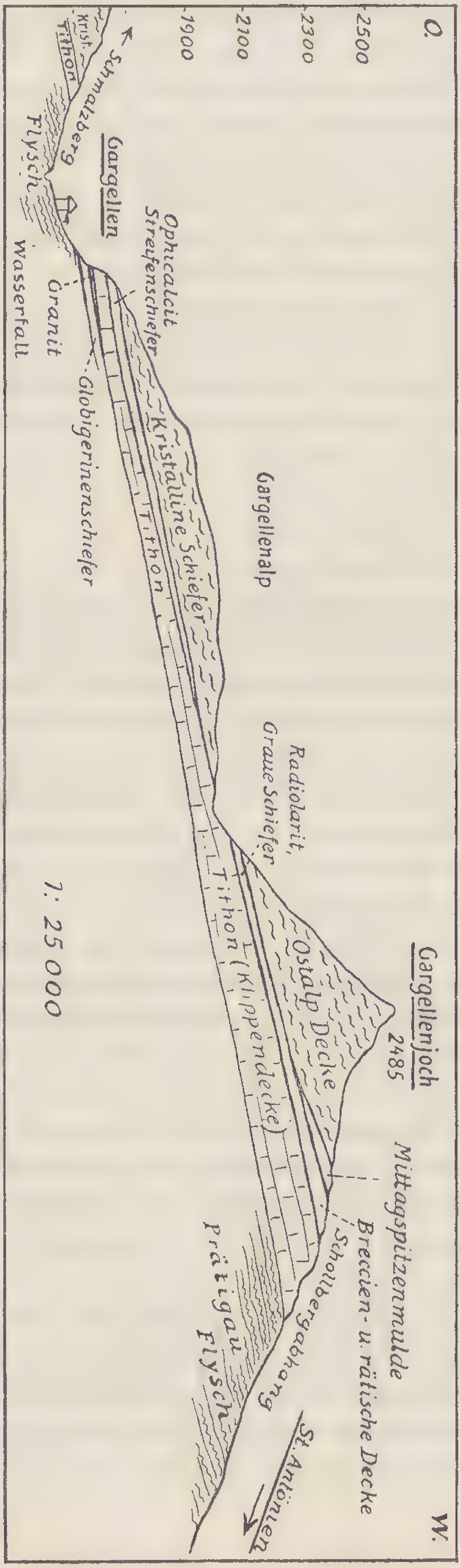

O.
2500
2300
2100
1900
Krist.
Tithon
Schmalzberg
Flysch
Gargellen
Wasserfall
Granit
Ophicalcit
Streifenschiefer
Globigerinenschiefer
Kristalline Schiefer
Tithon
Gargellenalp
Radiolarit,
Graue Schiefer
1: 25 000
Tithon (Klippendecke)
Ostalp Decke
Gargellenjoch
2485
Mittagspitzenmulde
Breccien- u. rätische Decke
Schollbergabhang
Prätigau Flysch
St. Antönien
W.

Fig. 13. Profil von Gargellen über das Gargellenjoch nach St. Antönien.

Theobald kannte die Kalke von *Gargellen* nicht und zeichnet nur Gneiss und Glimmerschiefer auf seiner Karte.

Mojsisowics erblickte, gestützt auf die Douglasschen Fossilien (vgl. S. 28), in diesem nochmaligen Auftauchen der Sulzfluhkalke ein merkwürdiges Eingreifen helvetischer Kreide in ostalpine Facies. Bertrand nahm dies zum Ausgangspunkt für seine Annahme des *Rätikons* als Deckscholle (nappe). Auf alle späteren Karten und Beschreibungen ist die Darstellung von Mojsisowics übergegangen. In direktem Zusammenhang mit der *Rätikon*überschiebung wurde dieses Gebiet erst durch die Profile von Rothpletz gebracht, wenn auch G. A. Koch schon 1877 die Lagerung richtig erkannt hatte.

Es sind dieselben Tithonkalke, die an den Hängen der linken und rechten Talseite (*Schmalzberg*) anstehen, wie oben an der *Scheienfluh* und am *Schollberg*. Es sind ebenso helle, gelbliche und dunklere, zum Teil oolithische

Kalke, in denen Fossilien selten zu finden sind (nur im *Kalkofentobel* undeutliche Durchschnitte). Hier tritt der Tithon auch in seiner natürlichen Mächtigkeit auf, was sonst nur an der *Gempifluh* und auf der rechten Talseite von *Gafia* zu beobachten ist[1]. Liegendes und Hangendes wird von denselben Quetschzonen gebildet, die wir schon von der Aufbruchszone des *Prätigau* kennen. An der unteren Quetschzone ist der Granit (wie bei *Partnun* und *Klosters*) besonders weit horizontal verbreitet (vgl. Taf. IX C 1), wenn auch nur in einer Mächtigkeit von 30 bis 75 cm (darunter graue Kalkbänke, die ich aber bisher noch nicht mit den Seewenschichten des Prätigau identifizieren konnte). Die Unterlage wird vom Flysch gebildet, doch steht er nur an wenigen Stellen sichtbar an, da der Talboden von Gehängeschutt und Flussschottern vollkommen bedeckt ist.

Die Ueberlagerung ist nur auf der linken Talseite aufgeschlossen und besteht dort aus Verrucano, Streifenschiefer, grauem Schiefer, Ophicalcit und Casannaschiefer. Dann folgt Hornblende- und Glimmerschiefer in allen Schattierungen. Auf der rechten Talseite konnte ich trotz mehrmaligem langem Suchen keine Quetschzone weder über, noch unter dem Tithon finden. Nur einige Schieferbrocken lagen am Gehänge. ROTHPLETZ zeichnet dort schiefrigen Tithon und Verrucano über dem Tithonband; nach Analogie mit der linken Talseite sollte er auch vorhanden sein.

An der *Gargellenrinderalp* zeigt sich nochmals ein kleines Fenster in der kristallinen Ueberschiebung, das aber nur den Tithon und die obere Quetschzone anschneidet. ROTHPLETZ zeichnet auf seinem Profil nur schiefrigen und massigen Tithon. Ich fand im Aufstieg zum *Gargellenjoch*, im Aufschluss direkt am Wege über dem Tithon: Streifenschiefer, roten Radiolarit mit viel Quarzadern durchsetzt, grünlichen Mergelschiefer, grauen Juraschiefer mit letzterem wechsellagernd; darauf das Kristalline und in diesem auch etwas Diorit. Gerade die Profile durch diese obere Quetschzone haben grosse Aehnlichkeit mit denen von *Weberlis Höhle* (VIII B 4) und vom *Gafiersee* (Taf. VIII A Prof. X).

III. Das Gebiet westlich der Tilisunaalp.

Bei der Beschreibung des süd-südöstlichen Gebietes bin ich von dem zuerst beobachteten und mir am besten bekannten Gebiet der *Tilisunahütte* ausgegangen. Sucht man nun die dort gewonnenen Erfahrungen auf das westliche Gebiet zu übertragen, so gilt es damit den Zusammenhang mit den von Lorenz (Der südliche Rätikon 1902) gemachten Beobachtungen zu finden. Ich halte es deshalb nicht für angebracht, dem Gang meiner eigenen Beobachtung folgend von Osten (*Tilisuna*) nach Westen (*Lünersee*) vorzuschreiten. Es erscheint mir vielmehr nötig, von den Lorenzschen Beobachtungen — auch denen, die den Rahmen meiner Arbeit überschreiten — auszugehen und zu versuchen, wieweit sie sich mit den an der *Tilisunahütte* gefundenen Tatsachen vereinigen lassen.

---

[1] Die hohen Kalkmauern der *Sulzfluh* und *Drusenfluh* bestehen aus mehreren Schuppenpacketen, deren Mächtigkeit im einzelnen selten grösser ist als die Kalkmauer von *Gargellen* oder vom *Gafiertal*.

Lorenz hat seine Untersuchungen bis zum *Oefenpass* (zwischen *Kessikopf* und *Drusenfluh*) ausgedehnt. Ich betrachte, wie schon am Anfang erwähnt, das *Cavelljoch* (am *Lünersee*) als die natürliche Begrenzung meines Arbeitsgebietes; das Gebiet der *Kirchlispitzen* ist also beiden Arbeiten gemeinsam. Dass ich damit auf ein schon bearbeitetes Gebiet zurückgreife, möchte ich damit begründen, dass ich es für angebracht hielt, meine an der *Scheienfluh*, *Sulzfluh* und *Drusenfluh* gemachten Beobachtungen auch auf die letzten Ausläufer der hohen Sulzfluhkalkmauer auszudehnen. Ferner glaube ich, dass die dort einer Beantwortung harrenden Fragen, soweit man überhaupt über dieses Gebiet (*Kirchlispitzen*) schon ein abschliessendes Urteil fällen kann, leichter mit den bei *Tilisuna* gemachten Erfahrungen möglich ist, als wenn man vom *westlichen Rätikon* (Lorenz' *südlichem Rätikon*) ausgeht.

1. *Die Kirchlispitzen.*

Am eindrucksvollsten erscheint das Bild der *Kirchlispitzen*, wenn man von *Seewis* kommend zum *Cavelljoch* aufsteigt. Unvermittelt ragt plötzlich die zackige Gratmauer auf; unvermittelt auch insofern, als man vorher nur an wenigen Stellen oberjurassische Kalke beobachten konnte (Wurmhalde) und die Steilabstürze des *Rätikons* sich bis dahin aus Triaskalken aufgebaut hatten.

Es ist Lorenz' Verdienst, gezeigt zu haben, dass die hier so mächtig sich auftürmenden Schichten eine Fortsetzung der Quetschzonen bilden, die man auf dem Weg von der *Scesaplanahütte* zum *Cavelljoch* zu beobachten genügend Gelegenheit hat. Es sind hauptsächlich oolithische Tithonkalke, die im Westen nur von der *Wurmhalde* und vom *Punkt 1994* (östlich *Schamella*) bekannt sind, während die andere Ausbildungsform des Malm — die Falknisbreccie an Bedeutung nach Osten zu abnimmt und unter

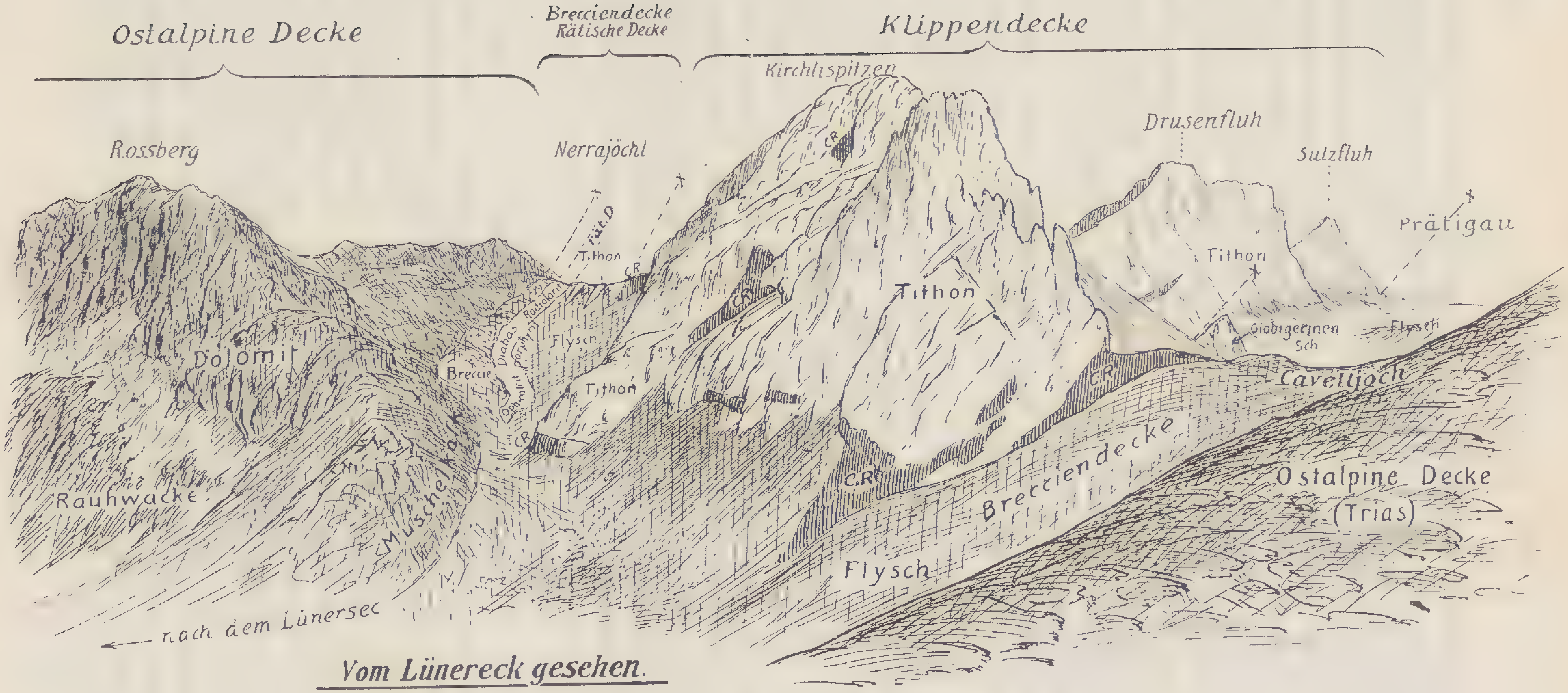

Ostalpine Decke
Brecciendecke
Rätische Decke
Klippendecke
Kirchlispitzen
Rossberg
Nerrajöchl
Drusenfluh
Sulzfluh
Prätigau
Rät.D
Tithon
CR
Radiolarit
Diabas
Porphyrit
Ophicalcit
Flysch
Breccie
Tithon
CR
Dolomit
CR
Tithon
Tithon
Globigerinen Sch
Flysch
CR
Cavelljoch
C.R
Rauhwacke
Muschelkalk
Brecciendecke
Ostalpine Decke
(Trias)
Flysch
nach dem Lünersee
Vom Lünereck gesehen.

Fig. 14. Kirchlispitzen und Drusenfluh.

den *Kirchlispitzen* nur noch in einigen wenigen Fetzen erhalten ist. Wichtig sind an den *Kirchlispitzen* ausserdem die roten Couches rouges, deren Bestimmung als obere Kreide erst eine Klärung des tektonischen Baues ermöglichte. An den Quetschzonen nördlich und südlich beteiligen sich noch einzelne Triasfragmente (Muschelkalk und Rauhwacke) und Globigerinenschiefer im Süden, und Gesteine, die der rätischen und Breccienzone angehören, im Norden. Auch der Flysch der unteren Kreide, zum Teil mit Tristelbreccie und Crinoidenbreccie, spielt eine bedeutende Rolle.

Für die Erklärung des Gebirgsbaues im ganzen Rätikon war es von weittragender Bedeutung, dass Lorenz das Gebiet der *Kirchlispitzen* sowohl stratigraphisch wie tektonisch mit der Klippenregion der Nordschweiz in Zusammenhang brachte. Er erkannte, dass das vindelicische Faciesgebiet (entsprechend den drei Zonen — Klippenzone — Breccienzone — rätische Zone) zwischen das helvetische und ostalpine Faciesgebiet eingeschoben sei. In den *Kirchlispitzen* selbst vermutete er Wurzellose, auf dem Flysch schwimmende Klippen.

Ich gebe zu, dass es mir anfangs schwer war, dieser Erklärungsweise zu folgen, da in der östlichen Fortsetzung des Gebietes (*Tilisuna* etc.) die Deutung der Tithonfluhen als wurzellose Klippen nicht viel Wahrscheinlichkeit zu haben schien. Ich wandte daher mein Augenmerk mehr dem Schuppenbau zu, der besonders an *Kirchlispitzen* und *Drusenfluh*, aber auch an der *Sulzfluh* vortrefflich zu beobachten ist. Durch die Zwischenlagerung des Flysches der unteren Kreide zwischen Couches rouges und Tithon wurde die Trennung einzelner Schuppen möglich, wie ich es weiter unten bei der Besprechung der Sulzfluhkalkzone zeigen will.

Die Erkennung einer gewissen Regelmässigkeit in dem Zusammenhang der Schuppen (meist lassen sich 3—4 Hauptschuppen unterscheiden) ist sehr wesentlich für das Verständnis der Gegend. Lorenz hat diese Schuppen noch nicht auf seinen Kirchlispitzenprofilen eingetragen, dadurch erschienen dieselben noch etwas schematisiert und unwahrscheinlich. Ich habe auf allen Profilen, die die Sulzfluhkalkzone schneiden, den Schuppenpaketen besondere Aufmerksamkeit zugewandt. Auch auf dem Profil der Kirchlispitzen Fig. 15 habe ich die Schuppeneinteilung nachgetragen und glaube damit die Lorenzsche Auffassung anschaulicher zu machen, wenn auch der Schuppenbau im allgemeinen werde für noch gegen wurzellose Klippen spricht.

Ueber die Quetschzone unter den *Kirchlispitzen* sollen weiter unten noch einige Mitteilungen gemacht werden. LORENZ glaubte sowohl hier, wie in dem Gebiet zwischen Sulzfluhkalk und ostalpiner Trias (nördlich der *Kirchlispitzen*) eine kartenspielmässige Durchstechung der Schichten zu erkennen. Ist das Schiefergebiet auch stark von der Schuppung in Mitleidenschaft gezogen worden, so vermag ich darin dennoch eine solche Regellosigkeit nicht zu erkennen. Bei einem Gang vom *Lünersee* über das *Nerrajöchl* zum *Schweizertor* kann man in der Mitte der Taleinsenkung deutlich einen Streifen von Gesteinen der rätischen Zone

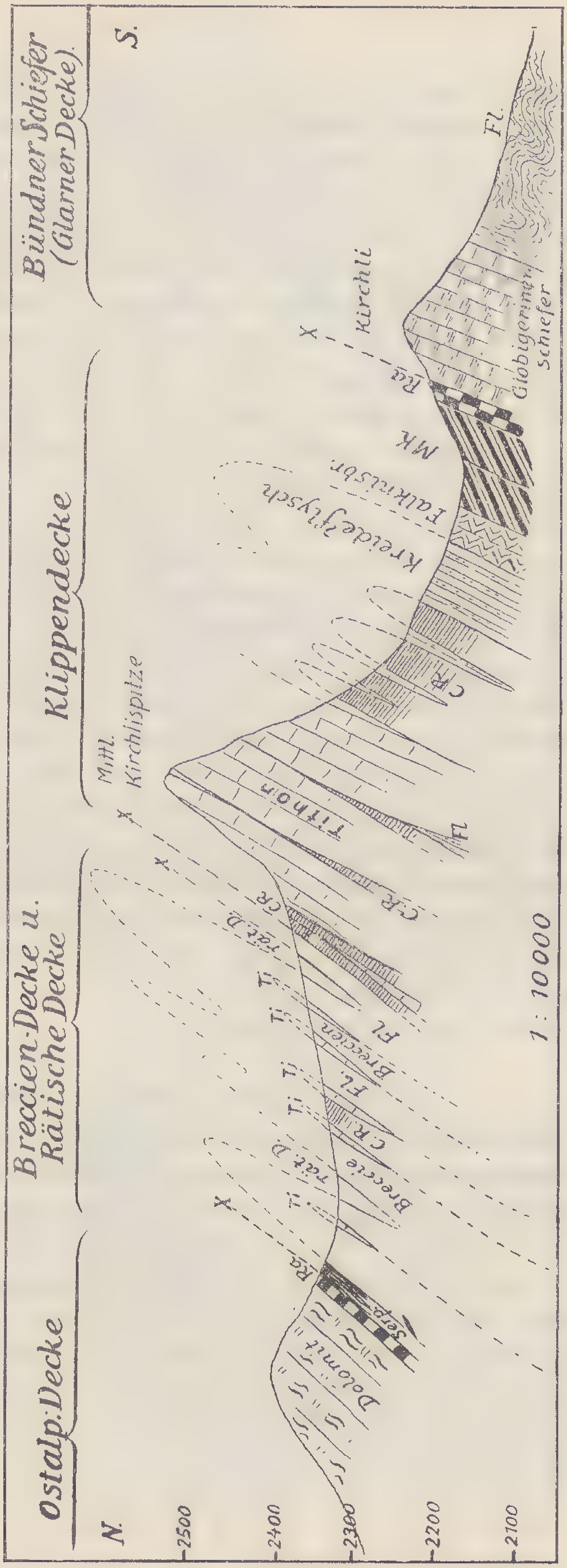

Ostalp:Decke
Breccien-Decke u. Rätische Decke
Klippendecke
Bündner Schiefer (Glarner Decke).
N.
S.
Mittl. Kirchlispitze
2500
2400
2300
2200
2100
Dolomit
Serp.
Ra
X
Ti
rät. D.
Breccie
C.R.
Fl.
Breccien
Fl
CR
Tithon
Kreideflysch
Falknisbr.
MK
Kirchli
Globigerinen Schiefer
1 : 10000

Fig. 15. Profil durch die Kirchlispitzen.

(Serpentin, Ophicalcit, Diabasporphyrit, Radiolarit, Fukoidenschiefer) verfolgen. Soweit sonst nicht kleinere Schuppen von Sulzfluhkalk oder Couches rouges verschleppt sind, wird der übrige Teil des Schiefergebietes von Gesteinen der Breccienzone gebildet. Besonders gut lässt sich gerade hier der feinere und gröbere Breccienhorizont und die ihnen zwischengelagerten Schiefer (ähnlich dem Dachschieferhorizont der *Freiburger Alpen*) unterscheiden. Streifenschiefer und Rauhwacken vervollständigen das Bild der Breccienzone. Die von Rothpletz als untere Rauhwacke angesprochenen Schichten gehören der Breccienzone an, deren Rauhwacke ich bisher bestimmt weder der unteren noch der oberen zurechnen kann.

Eine scharfe Grenze lässt sich hier noch gegen die ostalpine Trias ziehen, was weiterhin am *Schweizertor* und unter dem *Kreuzjoch* ungemein erschwert ist.

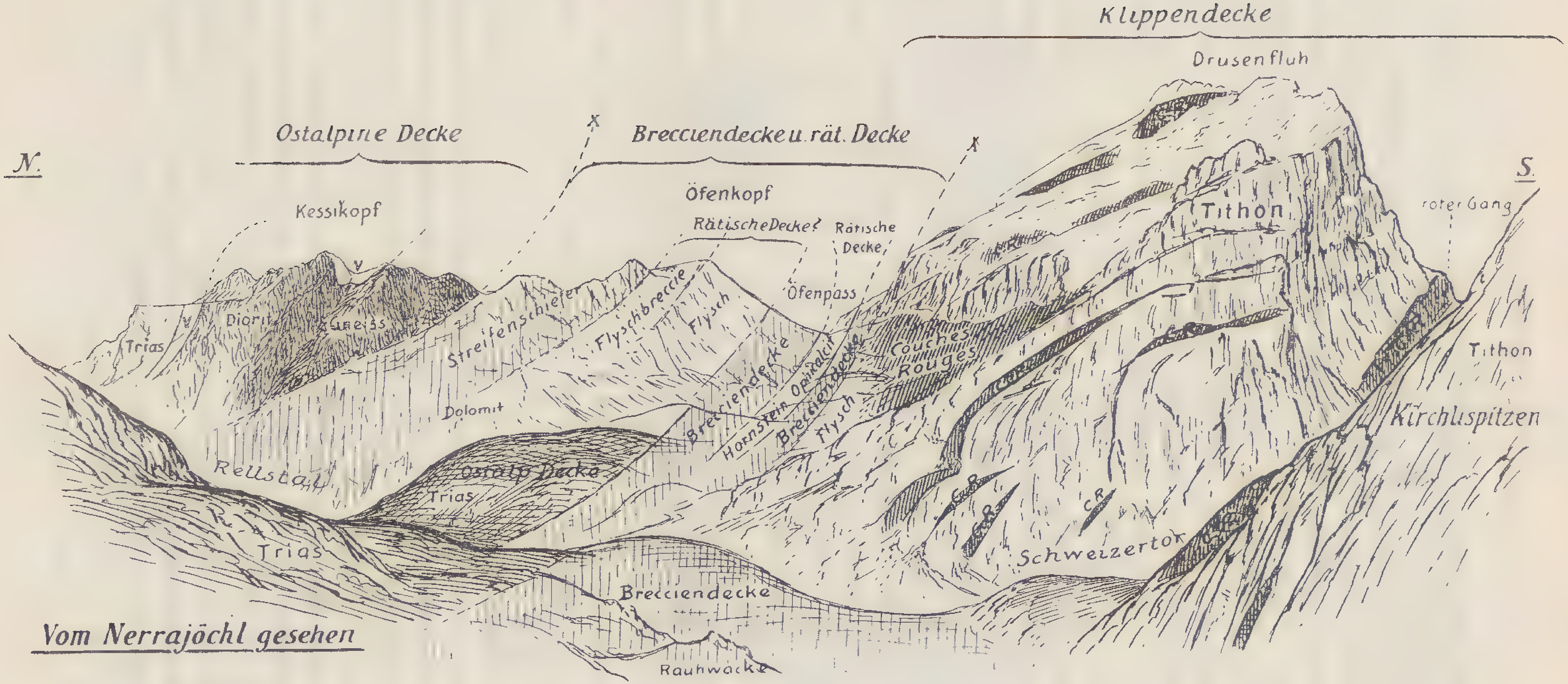
Die Verteilung der einzelnen Zonen habe ich auf die Abbildung (Fig. 14) eingetragen. Im übrigen kann ich auf das Kärtchen (1:41000) der *Kirchlispitzen* verweisen, das Lorenz (vgl. S. 49 Fig. 9) seiner Arbeit beigegeben. Ein abschliessendes Urteil über diese Gegend kann wohl erst dann gefällt werden, wenn eine Kartierung in grossem Massstab (1:10000) vorliegt. Wichtig wäre dies freilich, da sowohl die tektonischen wie die stratigraphischen Ergebnisse in gleicher Weise auf die östliche Fortsetzung dieses Gebietes zu übertragen wären. Man kann aus diesem Grunde auch das Profil der *Kirchlispitzen* (Fig. 15) mutatis mutandis überhaupt als Typus für den Schichtenverband und -Aufbau im ganzen östlichen Rätikon ansehen.

2. *Schweizertor—Oefentobel—Gaisspitz.*

Die eben erwähnten schiefrigen Zonen, samt einem Teil der dahinterliegenden Trias, werden östlich des *Schweizertores* durch eine bedeutende Querverschiebung[1] vorgedrückt und zwischen den

---

[1] Die Verschiebungsdifferenz lässt sich der Schuttbedeckung wegen nicht feststellen, dass aber eine stark transversale Verschiebung vorliegt, kann man auf der *Prätigauer* Seite an der Differenz zwischen *Kirchlispitzen* und *Drusenfluh* sehen. Eine vertikale Bewegung ist auch anzunehmen nach dem Absinken der *Kirchlispitze* gegen die *Drusenfluh* zu, und aus dem plötzlichen Abbrechen der Gneissschuppe vom *Kessikopf*, die nicht etwa auskeilt, sondern gerade an der Stelle ihrer breitesten Entfaltung plötzlich verschwindet.



Klippendecke
Drusenfluh
Ostalpine Decke
Brecciendecke u. rät. Decke
N.
S.
Kessikopf
Öfenkopf
Rätische Decke?
Rätische Decke
Öfenpass
Tithon
roter Gang
Trias
Diorit
Gneiss
Streifenschiefer
Flyschbreccie
Flysch
Brecciendecke
Hornstein Opthalcit
Brecciendecke
Flysch
Couches Rouges
Dolomit
Tithon
Kirchlispitzen
Rellstal
Ostalp. Decke
Trias
Trias
C.R.
C.R.
C.R.
Schweizertor
Brecciendecke
Rauhwacke
Vom Nerrajöchl gesehen

Fig. 16. Drusenfluh—Oefenpass—Kessikopf von der Rellstal-Schweizertorseite gesehen.

Gneiss des *Kessikopfes* und die *Drusenfluh* auf engen Raum zusammengedrängt.

Auf der Abbildung (Fig. 16) habe ich versucht, den Zusammenhang der Schichten im Gebiet des *Oefenpasses* einzutragen. Als Parallelansicht zu dem Blick vom *Cavelljoch* auf die *Kirchlispitzen* (Fig. 14) kann es dazu dienen, den Aufbau des *Kirchlispitzen-Drusenfluh*gebietes zu erläutern. Gleichzeitig wird man auch in diesem Bilde eine Fortsetzung der bei *Tilisuna* und am *Bilkengrat* beobachteten Erscheinungen erkennen können.

Grobe und feine Liasbreccien sind am Wege zum *Oefenpass* mannigfach entwickelt, während oben am *Oefenkopf* eine grobe Breccie ansteht, die in offenbarem Zusammenhang mit den „Mandelschiefern“ der rätischen Zone zu stehen scheint. Radiolarienhornstein und Diabasporphyrit deuten im übrigen am Passwege die rätische Zone an. Gegen den Steilabsturz, der *Drusenfluh* zu, liegen mächtige Blöcke jener grauen Couches rougesartigen Globigerinenschiefer, die das Gipfelmassiv der *Drusenfluh* bilden.

Dieser Streifen von Schiefern und Breccien, in dem noch am *Schweizertor* und *Oefenpass* einige Bänke sich von andern unterscheiden und verfolgen lassen, löst sich im *Oefentobel* in ein Gewirr von Blöcken auf. Mehr und mehr verschmälert er sich und keilt unter dem *Eisjochgletscher* gänzlich aus. Erst am *Bilkengrat* unter der *Sulzfluh*, erscheinen wieder die hochaufgetürmten Breccienablagerungen (Taf. VIII B 1).

Parallel zu diesem Streifen zieht sich, durch eine breite Zwischenlage von Kalken, Dolomiten und Mergeln der Trias getrennt, ein Streifen grauer Schiefer mit Radiolarien, eng verbunden mit mandelschieferartigen Breccien, dicht unter dem Gneisskeil der *Gaisspitz* und des *Kreuzjoches* hin. Ferner ein Schieferhorizont, der an die Globigerinenschiefer des *Prätigau* erinnert, ebenso aber Aehnlichkeit mit den Globigerinenschiefern von *Schattenlaggant* (*Brandner Tal*) zeigt.

Den Verband der Schichten unter dem Gneisskeil an der *Gaisspitz* zeigt Prof. IV (Taf. VII). Weitere Mitteilungen über den Verband der Trias mit den Gesteinen der „Aufbruchszone“ am Nordabhang des *Oefentobels* möchte ich mir noch vorbehalten. Alles Erwähnenswerte über den *Kessikopf* zeigt die Abbildung Fig. 16 und das Triasprofil Fig. 1 S. 14.

IV. Aufbau der Zone der Sulzfluhkalke (Schuppen und Blätter).

Die Schichten, die sich am Aufbau der Zone der Sulzfluhkalke beteiligen, sind, abgesehen von diesem selbst, Couches rouges, Kreideflysch mit Tristelbreccie, Falknisbreccie und ein wenig Trias (Muschelkalk und Rauhwacke am *Kirchli* und unter der *Drusenfluh*).

Die weicheren Sedimente, die der Klippenzone (Sulzfluhkalkzone) eingelagert sind (Kreideflysch, Couches rouges), ermöglichen es, Schuppenpakete in den Sulzfluhkalken zu unterscheiden. Mit fast stehender Regelmässigkeit kann man erkennen, dass auf eine basale Falte am Ueberschiebungsrand sich nach rückwärts (Norden) Schuppe auf Schuppe zu steilen, fast unersteiglichen Mauern auftürmt.

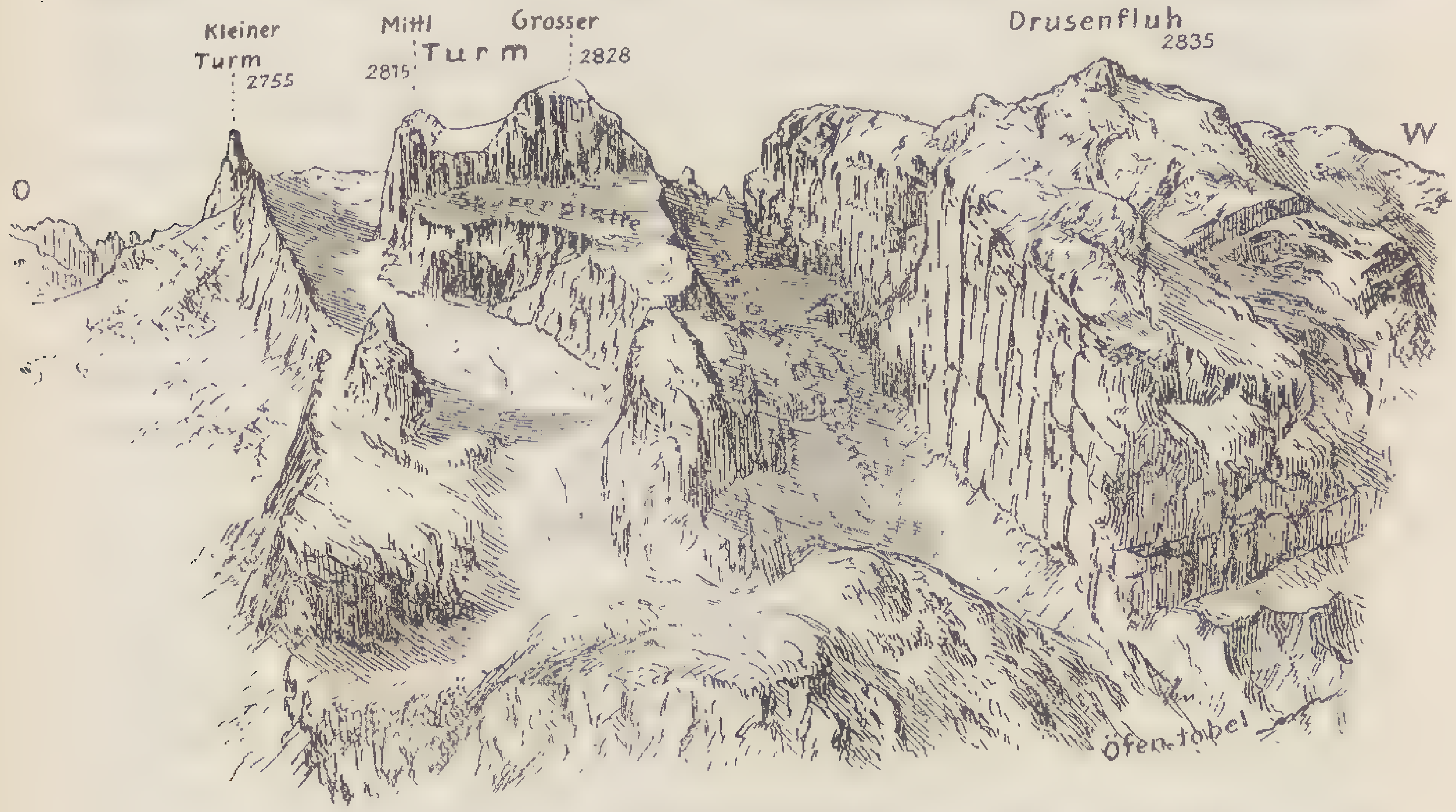


Fig. 17. Tithonschuppen an den 3 Türmen im Gauertal (Sporerplatte) und an der Drusenfluh. Von der Gaisspitze gesehen.

In einfacher Mächtigkeit trifft man die Sulzfluhkalke fast nirgends an. Im allgemeinen sind es 2—3 Schuppenpackete, die sich auf eine besonders mächtige basale Schuppe hinaufschieben. Besonderes Interesse beanspruchen die Schuppen aber noch dort, wo innerhalb der Kalkfluhen ein Wechsel der Streichrichtung[1] eintritt, und die einzelnen Schuppen sich nicht nur vertikal verschoben, sondern auch gegeneinander gewirkt haben. Das Resultat eines solchen Vorganges ist „*in den Gruben*“ (gewöhnlich Grubenpass genannt) zu sehen, deren eigenartige Gestalt zum grössten Teil aus dem Zusammenwirken der Scheienfluh und Sulzfluhschuppen entstanden ist[1].

---

[1] Dieser Wechsel in der Streichrichtung macht sich an der *Sulzfluh* schon deutlich bemerkbar. Die basalen Schollen scheinen von Nordwesten

Im Westen, an den *Kirchlispitzen*, stehen die Schuppen noch ganz senkrecht, nach Osten zunehmend lagern sie immer flacher, so dass die normale, ungeschuppte Tithonscholle *Gargellen—Schollberg—Gempifluh*, die eine Tiefe von 5 km aufweist, im Vergleich zum westlichen Teil relativ flach liegt (Fig. 13).

An den *Kirchlispitzen* und an der *Drusenfluh*, die in dieser Beziehung einen einheitlichen Charakter zeigen, lassen sich die Schuppen am besten studieren (vgl. die Fig. 2, 14 u. 16), während schon an der *Sulzfluh* die Beobachtung schwieriger wird. Auf eine basale Scholle folgen an den *Kirchlispitzen* drei, an der *Drusenfluh* vier deutlich unterscheidbare, weniger mächtige Schuppen, die kleineren Schiebungen nicht gerechnet[2]. An den *Kirchlispitzen* lässt sich die Reihenfolge der Schuppen von Süd nach Nord etwa folgendermassen verfolgen

Couches rouges
Tithon
I.
Tithon
Couches rouges
Tithon
II. Kreideflysch
Couches rouges
Tithon
III. Kreideflysch
Couches rouges
IV. Tithon

In der äusseren Gestalt des Berges treten uns die Schuppen an der *Drusenfluh* (*drei Türme*) weit deutlicher vor Augen (Fig. 17).

(*Zimba*seite) beeinflusst zu sein, die höheren Schuppen von Norden, die oberste (am *Gruben*rand) von Nordost (*Silvretta*seite).

[1] Ein solches, stark disloziertes Gebiet (auch jetzt noch aus den Dislokationsbreccien *in den Gruben* zu ersehen) musste wohl auch gegenüber glacialen Einwirkungen ein Gebiet verminderten Widerstandes bilden, woraus sich das heutige Bild dieser Gegend erklärt.

[2] Die erste auf die basale Scholle folgende Schuppe ist meist von unbedeutender Mächtigkeit im Verhältnis zu den folgenden.

Die mächtige *Sporerplatte* unter dem grossen Turm, einer der wenigen Punkte im Rätikon, die noch von keines Menschen Fuss betreten ward, zeigt sich als Gleitfläche der Gipfelschuppe, ebenso das Gipfelplateau der *Sulzfluh,* auf dem sich nur einzelne hochragende Klippen als Reste der einst viel mächtigeren Gipfelschuppe erhalten haben. Treten die Schuppen auch an diesem letzten Punkt in der äusseren Erscheinung deutlich hervor, so wird ihre Trennung dennoch schwerer, da die Couches rouges an Bedeutung verlieren. Schon an den *Türmen* sind nur noch wenige Reste vorhanden und an der *Sulz-* und *Scheienfluh* beteiligen sie sich nur an der basalen Grundscholle. Dagegen wird an der *Sulzfluh* eine Trennung der Schuppen durch den verschiedenen Gesteinscharakter (vgl. auch S. 30) innerhalb des Tithon erleichtert[1].

Bei einer Besteigung der *Sulzfluh* von der *Tilisunahütte* aus wird man auf dem Karrenfeld unschwer drei scharf gegeneinander absetzende, übereinander geschobene Schollen unterscheiden können; Gerade dort wird man sich auch von der Verschiedenartigkeit des Gesteinscharakters überzeugen.

In den Gruben treffen die basalen Schollen der *Sulzfluh* und *Scheienfluh* zusammen auf einer Linie stärksten Druckes, die vom *Grünfürkli* zur *Windecke* hinüberzieht und durch Dislokationsbreccien bezeichnet ist. Den Hauptanteil an der Zusammensetzung der Gruben bestreiten die Scheienfluhblätter und -Schuppen, vom Sulzfluhmassiv ist nur die oberste Schuppe beteiligt (die nördliche Umrandung der Gruben), die nach Osten hin auskeilt und in die Schieferzone eingefaltet erscheint. Die sonstigen kleinen Schuppen, die an der *Sulz-* und *Scheienfluh* zum Teil in die Schieferzone hineinreichen, sind von geringem Interesse.

Von hier ab kommt den Schuppen keine besondere Bedeutung mehr zu, zum Teil wiederholen sich auch die schon bekannten Erscheinungen. Augenscheinlich ist es ja, dass *Scheienfluh, Rätschenfluh* und *Saaser Calanda* auch mächtig aufgeschuppt sind, doch ist dies von keiner weiteren Bedeutung für das Verständnis dieser Gegenden. An der *Scheienfluh* wenigstens wendet sich das ganze Interesse den Blattverschiebungen zu.

---

[1] Die tieferen Lagen werden von einem hellen, muschelig brechenden, fast fossilfreien Kalk gebildet, während die höheren Lagen, dunkler, spröder, splittrig und fossilführend werden. An der Gipfelschuppe liegt dicht unter dem *Sporergletscher* auch eine Reibungsbreccie. Die fossilfreien Schichten sind selten mächtiger als 50—80 m.

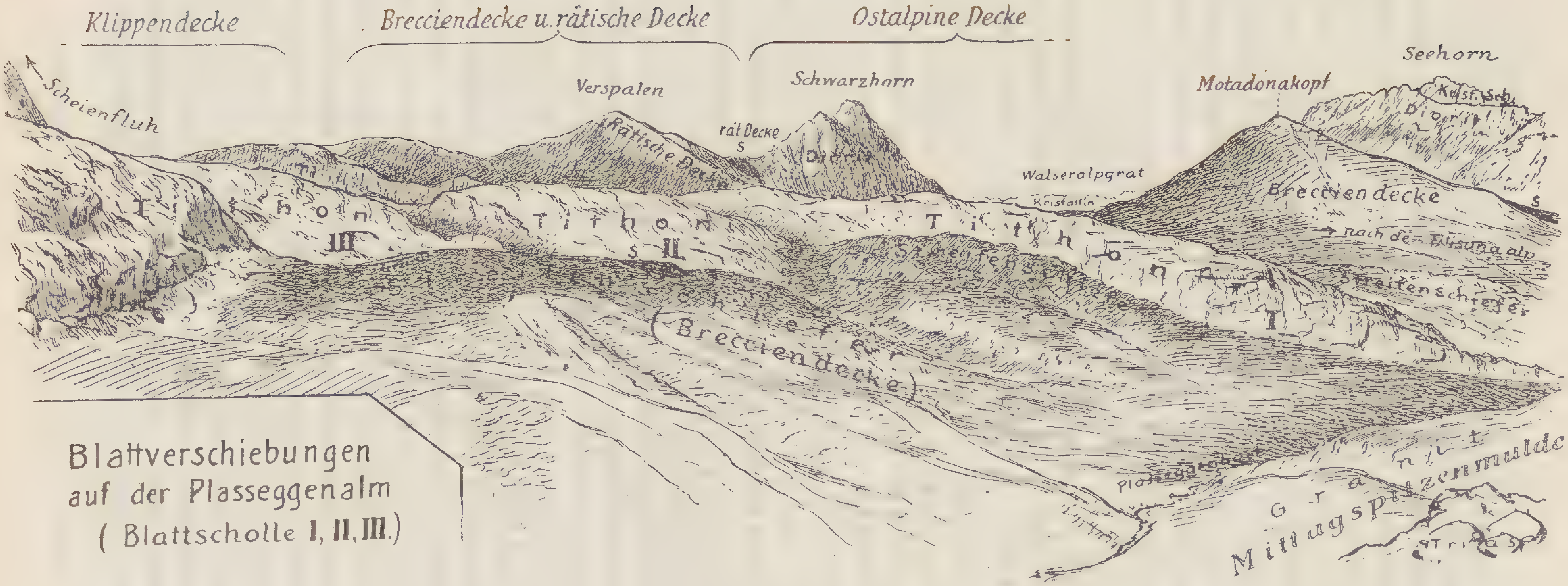

Klippendecke
Brecciendecke u. rätische Decke
Ostalpine Decke
Scheienfluh
Verspalen
Rätische Decke
rät Decke
s
Schwarzhorn
Diorit
Walseralpgrat
Kristallin
Motadonakopf
Seehorn
Kristst. Sch.
Diorit
s
Brecciendecke
nach der Tilisuna alp
Tithon
III
Tithon
s II
Tithon
I
Streifenschiefer
Streifenschiefer
(Brecciendecke)
Streifenschiefer
Plasseggenbach
Granit
Mittagspitzenmulde
Trias
Blattverschiebungen
auf der Plasseggenalm
(Blattscholle I, II, III.)

Fig. 18.

Erst durch die transversalen und vertikalen Verschiebungen, die Blätter und Querverwerfungen erhält die Zone der Sulzfluhkalke ihr charakteristisches Gepräge (Fig. 17), denn ihnen verdanken die bizarren Bergformen der *Kirchlispitzen*, *Drusen-*, *Sulz-* und *Scheienfluh* ihre Gestalt. Ihre hervorragende Bedeutung kann man aber nur an der Stelle erkennen, wo der Einfluss des Silvrettamassivs sich geltend macht und die Streichrichtung sich von W—O zu NW—SO wendet. Das auf der Südseite fast bogenförmig erscheinende Umbiegen der Streichrichtung[1] vermitteln sie auf der Nordseite (*Plasseggen*) durch kulissenartige, staffelförmige Verschiebung (Fig. 18). Es folgen dort vier Blattverschiebungen, parallel zueinander verlaufend, je mit einem Abstand von 100—150 m. Jede folgende ist gegen die vorhergehende um ein beträchtliches Stück weiter vorgeschoben. Am bedeutendsten ist der Sprung zwischen der ersten und zweiten Blattschuppe, der annähernd 400 m betragen dürfte. Bei den folgenden ist die Differenz weit geringer. Die erste Verschiebung scheint die bedeutendste zu sein, denn man kann sie auf eine Länge von genau 3 km verfolgen; von der kristallinen Decke der *Silvretta* reicht sie bis an den *Sulzfluh*stock (*in den Gruben* durch eine Linie von Reibungsbreccien bezeichnet). Sämtliche Sedimente, auch die der Mittagspitzenmulde, die an dieser Stelle noch scharf isoliert sind, wurden von ihr betroffen. An den nachfolgenden Blattverschiebungen beteiligen sich nur die Schichten der eigentlichen Aufbruchszone. Neben diesen vier Hauptblättern, die sich übrigens auch sämtlich in vertikaler Richtung bewegt haben, wie man an dem staffelförmigen Absturz der Scheienfluh nach den Gruben beobachten kann, finden sich noch verschiedene unwichtigere transversale Verschiebungen.

Auffallend ist es, dass dieses beinah klassische Beispiel für Blattverschiebungen noch nicht beschrieben wurde. Es liegt zum Teil daran, dass der Plasseggenpass schwerer zugänglich ist und erst seit kurzer Zeit von einem Wege nach *Gargellen* gekreuzt wird. THEOBALD scheint, wie aus seinem Werk hervorgeht, auf der nördlichen *Plasseggenalp* nicht gewesen zu sein.

An andern Stellen haben die Blattverschiebungen geringeren tektonischen Wert, wenn sie auch das orographische Bild nicht unwesentlich beeinflusst haben. Wie man an vielen, vortrefflich erhaltenen Harnischflächen erkennen kann, war ihre Bewegung an manchen Punkten nicht immer nur transversal, sondern auch vertikal. Eine wesentliche Vertikalbewegung neben der transversalen scheint besonders an der *Rellstal—Schweizertor*verschiebung und an den *drei Türmen* vorzuherrschen. Allein vertikalen Absenkungen scheint der *Eisjochgletscher*, gewissermassen ein kleiner Grabenbruch, seine Bildung zu verdanken. Ausserdem sind mir kleine vertikale Senkungen nur vom Nordabhang des *Gafiertales* (*Talegg*) bekannt.

---

[1] Die Streichrichtung wechselt allmählich innerhalb der einzelnen Schuppen.

Eine Abgrenzung des Begriffes einer transversalen und vertikalen Verschiebung, also zwischen Blattverschiebung und Querverwerfung, lässt sich hier so schwer durchführen, dass ich geneigt bin, für die Verwerfungen besonders am *Rellstal—Schweizertor* und am *Plasseggenpass* den Ausdruck Blattverwerfungen anzuwenden.

Reine Blattverschiebungen bleiben dann nur die *Gauertal*linie, ein Teil der *Plasseggen*verschiebungen und eine Verschiebung am *Madrisjoch*. Die rein vertikalen Verwerfungen wurden schon erwähnt.

Auf weitere Entfernung hin zu verfolgen sind nur die *Rellstal*verschiebung, die *Gauertal*verschiebung und die erste Hauptverschiebung bei *Plasseggen* (von der auch die kristalline Schubmasse und die Mittagspitzenmulde betroffen werden). Im weiteren Verlauf des NW—SO streichenden *Rätikon*kammes ist nur noch eine der Blattverschiebungen am *Madrisajoch* von Wichtigkeit. Auf der tektonischen Skizze habe ich die wichtigeren Verschiebungen eingetragen.

Für Längsverwerfungen, wie sie Rothpletz auf viele Kilometer weit verfolgt, habe ich keine Anhaltspunkte finden können und bedaure, dass Rothpletz keine Lokalprofile angibt, an denen man sich von dem Vorhandensein dieser Verwerfungen überzeugen könnte.

V. Die Unterlage der Sulzfluhkalke.

Die Zone der Sulzfluhkalke liegt nicht überall direkt den Bündner Schiefern auf. An einigen wenigen Punkten hat sich unter dem Schutz der Sulzfluhkalke als oberste Lage des Bündner Schiefers ein grauer Globigerinenschiefer (vgl. S. 49) erhalten, so am *Kirchli* und unter der Drusenfluh in besonders bedeutender Mächtigkeit (50—100 m). Ferner am *Drusen-*

augstberg, Ziperle an der *Sulzhütte* und bei *Partnun.* Diese Punkte zeigt als Profile die Taf. VIII A.

Zwischen diese Globigerinenschiefer und den eigentlichen Sulzfluhkalk schieben sich, der Klippenzone angehörend, an einigen Stellen grüne julierartige Granite (vgl. S. 9) ein, teils in ganzen Bänken, teils als Falknisbreccie. Diese Stellen zeigt die Profiltafel IX C. Falknisbreccie ist nur am *Kirchli* (Prof. V) und im *Gafiertal* (Prof. X) vorhanden, an den beiden Stellen, an denen die Unterlage der Sulzfluhkalke am mächtigsten entwickelt ist. Einige Triasfragmente fanden sich am *Kirchli* und unter der *Drusenfluh*; den von LORENZ beschriebenen Radiolarit am *Kirchli* habe ich trotz mehrmaligem Nachforschen nicht wiedergefunden. Die Radiolarite im *Gafiertal* gehören, obgleich unter den Sulzfluhkalken liegend, doch der rätischen Zone an, da sie an einer kleinen Verwerfung (an der Nordseite des *Gafiertales*) abgesunken sind.

Von den Abhängen des *Schollbergs*, der *Gempifluh*, *Rätschenfluh* und *Saaser Calanda* sind mir solche Unterlagen nicht bekannt. Dagegen treten Granite und Globigerinenschiefer unter den Sulzfluhkalken auch bei *Gargellen* (im *Montafon*) und am Ausgang des *Schlappinatales* bei *Klosters Dörfli* auf.

Erklärung der Lagerungsverhältnisse.

> La sperienza non falla mai,
> ma solo fallano i nostri giudizi.
> LEONARDO DA VINCI[1].

Ich habe versucht, die Schichtenfolge und die Lagerungsverhältnisse bis hierher rein den tatsächlichen Befunden nach darzustellen und mich nur bemüht, auf die Schwierigkeit der Deutung und Erklärung einzelner Schichten und Erscheinungen hinzuweisen. Dass aber der mannigfache und vielfach seltsame Zusammenhang der Schichten zu einem Erklärungsversuch unwillkürlich auffordert, ist wohl selbstverständlich. Ein Gang über das Nerrajöchl oder über die Tilisunaalp wird einem nicht nur die ungeheure Kompliziertheit des Aufbaues und die Vielgestaltigkeit des Schichtenverbandes in deutlicher Weise vor Augen führen, sondern auch die Frage nach dem „Wie"? mit unwiderstehlicher Macht aufdrängen. Es ist begreiflich, dass man dieser Frage schon lange seine Aufmerksamkeit zuwandte, besonders in einem Gebiet, in dem man, weil es auf der Grenze zwischen östlichen und westlichen Alpen gelegen, der Erklärung der Lagerungsverhältnisse eine gewisse weittragende Bedeutung beimass.

---

[1] Im „Codice Atlantico" in *Mailand.*

In Betracht zu ziehen freilich sind nur solche Erklärungsversuche, die sich auf eine eingehendere Kenntnis der Gegend stützen. Dabei kommt man zu dem Ergebnis, dass wirklich eingehende Untersuchungen und Kartierungen, im östlichen Rätikon wenigstens, bisher noch nicht in ausreichendem Masse angestellt worden sind. Es erklärt sich auch daraus, dass alle bisherigen Ansichten über den Aufbau des Rätikons bis zu einem gewissen Grade den Stempel des Unzulänglichen an sich trugen und um so weniger befriedigten, je mehr man in die Einzelheiten der Gestaltung dieses Gebietes eindrang.

Suess[1] (Antlitz der Erde Bd. I) führt die Umrahmung des Prätigau als ein bezeichnendes Beispiel für Rückfaltung an. Steinmann (Bündner Schiefer) erkennt die eigentümlichen Verhältnisse des Schichtenbaues und wählt den Ausdruck „Aufbruchszone". Rothpletz (Alpenforschungen) glaubt die Erklärung in einer Ueberschiebung (30 km von Osten) unter Zuhilfenahme eines komplizierten Netzes von Verwerfungen[2] zu finden. Lorenz (Südlicher Rätikon) deutet die Ueberschiebungen als von Norden gekommen und gibt ihnen nur ein ganz unbedeutendes Ausmass. In dem einen Punkt zeigt sich aber bei allen bisherigen Erklärungen (ausgenommen Rothpletz) eine Uebereinstimmung, dass eine Auffaltung aus dem Untergrund angenommen wurde. Man hat sich nun bei gewissen selbstverständlichen Annahmen damit begnügt, dass sie nicht in jedem Fall eines Beweises oder einer Bestätigung bedürfen. Wollte man eine solche aber für die Auffaltung des Rätikons aus dem Untergrund suchen, so würde man auf grosse Schwierigkeiten stossen. Von einer antiklinalen Faltung ist so gut wie gar nichts zu beobachten, im Gegenteil, es findet sich auffallend häufig ein synklinaler Bau, an dem man deutlich nachweisen kann, dass ein Zusammenhang mit dem Untergrund nicht besteht (Gneisskeile, Schwarzhorn, Mittagspitze); Erscheinungen, für die sich nach der bisherigen Auslegung nicht die geringste Möglichkeit der Erklärung ergab.

---

[1] Diese Ansicht von Suess stützte sich auf die Arbeiten v. Mojsisowics'.

[2] Ich habe schon weiter oben darauf hingewiesen, dass für die Annahme dieser Längsverwerfungen leider nicht genügend beweisende Lokalprofile angeführt werden.

Ein weiterer Punkt gibt zu Erwägungen Anlass, es ist dies die regionale Gesetzmässigkeit im Schichtenbau, auf die ich am Ende des stratigraphischen Teiles schon hingewiesen und bei der Darstellung der Lagerungsverhältnisse besonderen Wert gelegt habe.

STEINMANN[1] und nach ihm LORENZ (auf Grund eingehender Untersuchungen) kommen dem Ziel wohl am nächsten, indem sie die stratigraphische wie tektonische Uebereinstimmung des Rätikons mit der Klippenregion der Nordschweiz feststellen. Es ist nur noch ein kleiner Schritt weiter, die Erklärung, die man für diese Region jetzt wohl allgemein anerkennt, auch auf das Rätikon zu übertragen.

Demnach handelt es sich um die Frage, liegen hier überkippte Falten vor, die im Untergrunde wurzeln und unter dem Druck nachfolgender Massen um den Betrag weniger Kilometer überschoben sind oder sind die einzelnen Zonen als voneinander unabhängige Ueberschiebungsmassen anzusehen, die von fernher durch eine mächtig treibende Kraft herbeigeschafft wurden und an ihrem jetzigen Lagepunkt als ortsfremde Decken aufeinanderschwimmen.

Es gilt also jetzt zu prüfen, welcher von diesen beiden Anschauungen die grössere Wahrscheinlichkeit zukommt, d. h. welche von beiden in der Lage ist, die grössere Anzahl von eigenartigen, durchaus verschiedenen Erscheinungen in einfacher und ungezwungener Weise zu erklären; danach allein lässt sich wohl die Brauchbarkeit einer neuen grundlegenden Anschauung abschätzen, denn die wissenschaftliche Forschung hat zu allen Zeiten unter dem Einfluss solcher leitenden Anschauungen und vorherrschenden Ideen gestanden, deren Wert sich oftmals nicht aus direkten Beweisen, sondern nur aus der mehr oder weniger grossen Anzahl von Erscheinungen ergab, die durch diese Grundanschauungen dem Verständnis näher gebracht wurden.

Beide Erklärungsweisen gingen bisher nebeneinander her; fast alle[2] Arbeiten freilich, die sich eingehender mit dem Bau des Rätikons befassten, gingen, wie schon erwähnt, von einem autochthonen Faltenbau aus. Der schon lange von anderer Seite (Bertrand, Schardt, Lugeon, Termier) aufgestellten Behauptung dagegen, dass das *Rätikon*, gleich den *Freiburger* und *Glarner* Alpen und der *Klippenregion*[1] *der Nordschweiz*, aus ortsfremden (von Süden überschobenen[2]) Decken bestehe, kam bisher mehr der Wert einer intuitiven Ahnung zu; auf wirklich beobachteten Tatsachen war sie nicht aufgebaut.

---

[1] Bündner Schiefer S. 75—76.

[2] Mit Ausnahme von ROTHPLETZ.

Zu vorliegender Arbeit wurden die Untersuchungen und Aufnahmen in vier Sommern (1902—1905) ausgeführt; während Dreiviertel dieser Zeit war ich von der Ansicht befangen, es könne nur eine Auffaltung aus dem Untergrund vorliegen. Jedoch die Tatsachen mehrten sich, die sich einer Erklärung durch den üblichen Faltenbau hartnäckig versagten; gegen ortsfremde Decken dagegen fanden sich nicht die geringsten Gründe anzuführen, trotzdem ich dieser Erklärung anfangs mehr aus dem Grunde meine Aufmerksamkeit zuwandte, um die Nichtanwendbarkeit zu erweisen. Ja ganz im Gegenteil, die Fragen, die bis dahin gewissermassen als ungelöster Rest noch übrig geblieben waren, sie fanden eine fast selbstverständliche und ungezwungene Erklärung bei Zugrundelegung der Deckentheorie.

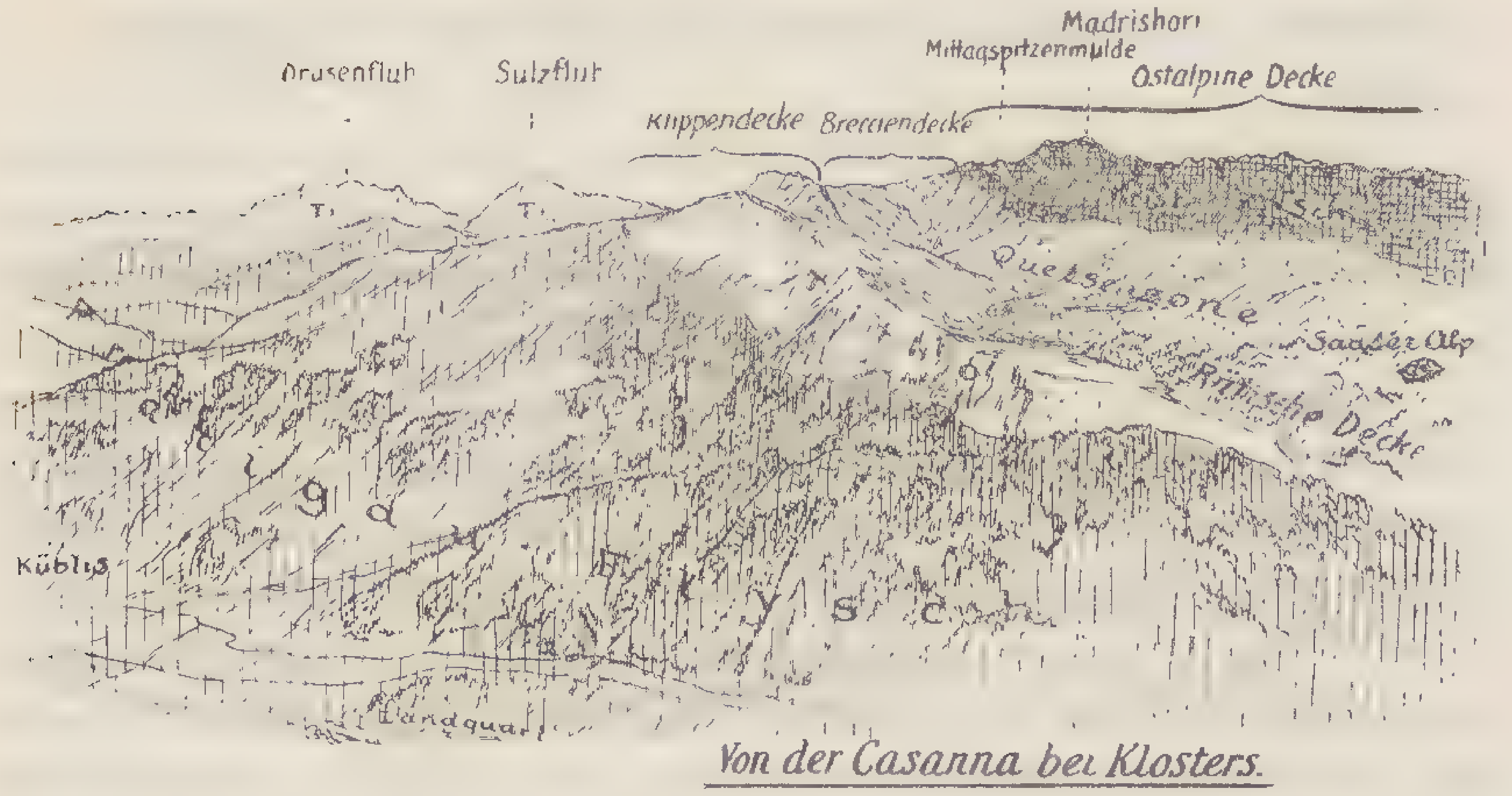
Nach einem Besuch der *Freiburger Alpen* drängte sich mir noch die unleugbare Aehnlichkeit der stratigraphischen Verhältnisse in diesem Gebiet, dessen Aufbau aus ortsfremden Decken wohl nicht mehr bestritten wird, mit denen im *Rätikon* und *Plessurgebirge* auf. Mit Ausnahme des Dogger fand ich alle Schichtglieder aus dem *Rübli-Gumfluh-Hornfluh*-Gebiet auch im *Rätikon* wieder, genau in derselben Vereinigung wie dort. Kein Wunder, dass dies die schon bestehenden Zweifel nur bestärkte.

Da sich also bei eingehender Untersuchung herausstellte, dass die bisherigen Anschauungen über den Gebirgsbau nicht ausreichten, die zum Teil sehr verschiedenartigen Erscheinungen zu erklären, während bei Anwendung der Deckentheorie sich alle Befunde — fast restlos — diesem Grundgedanken einordnen lassen, **so sehe ich mich genötigt, das Rätikon als ein Produkt**

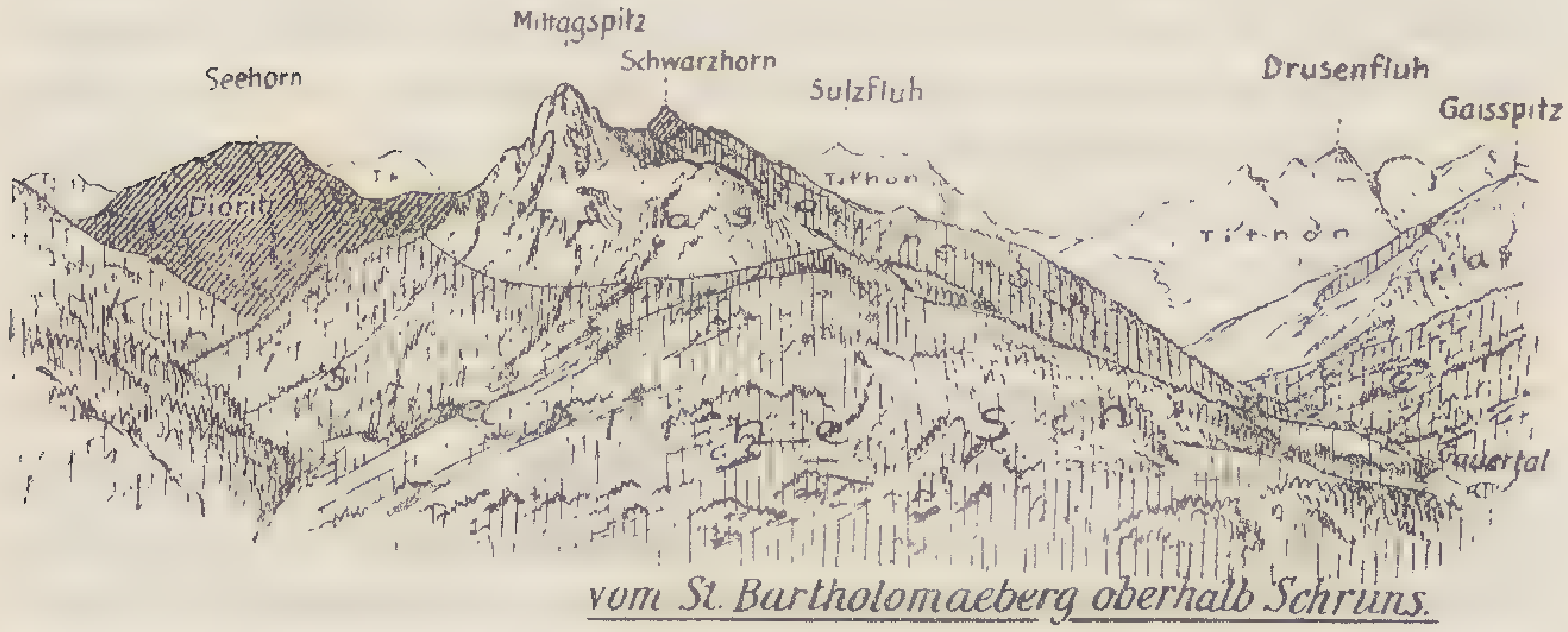
---

[1] Die Klippenregion der Nordschweiz wurde ja auch von anderer Seite (Querau, Steinmann u. a.) schon lange als ortsfremd angesehen.

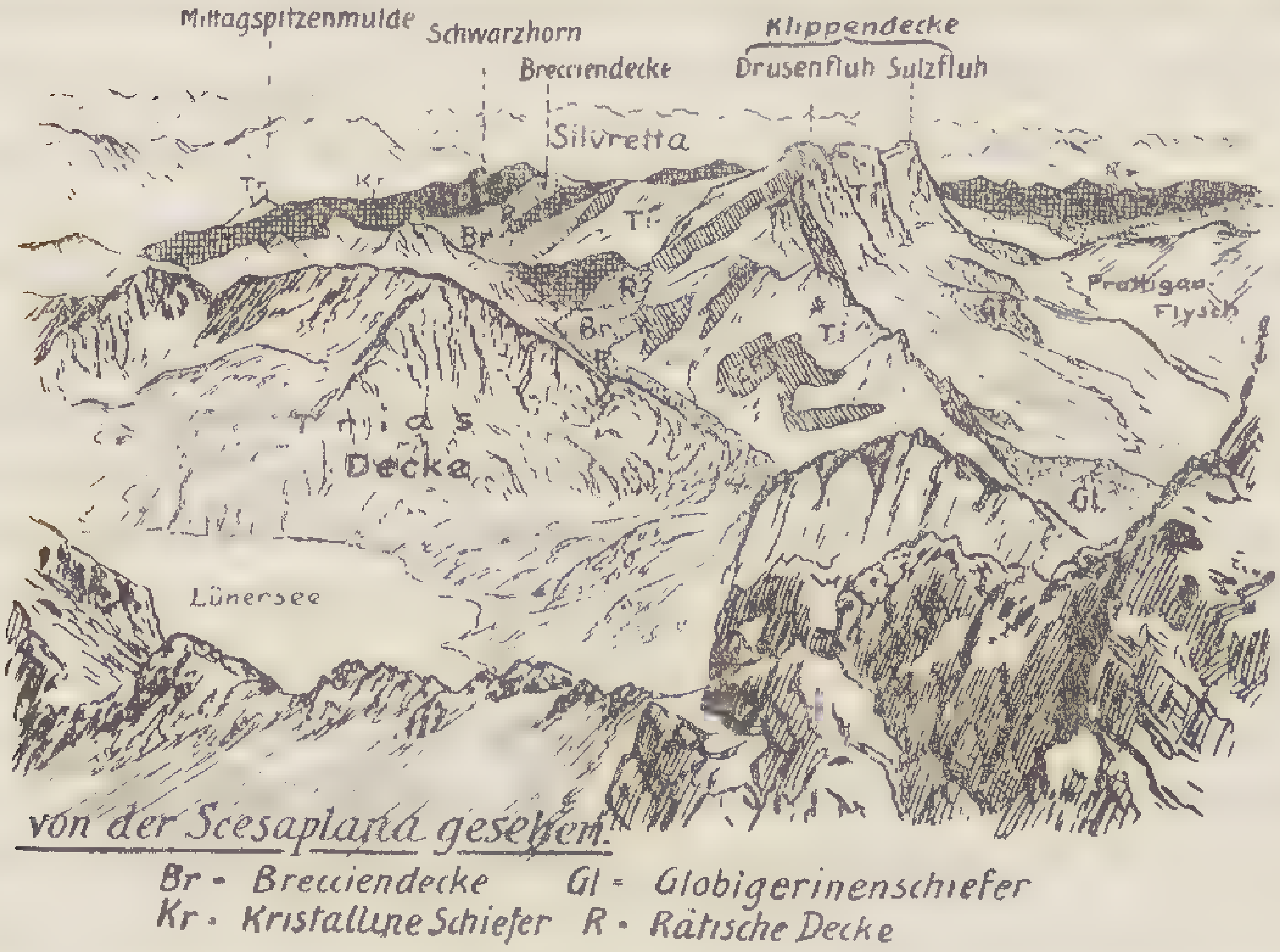
[2] Während Rothpletz für eine Ueberschiebung von Osten eintrat.


Madrishorn
Mittagspitzenmulde
Drusenfluh
Sulzfluh
Ostalpine Decke
Klippendecke
Brecciendecke
Quetschzone
Saaser Alp
Rätische Decke
Küblis
Landquart

Von der Casanna bei Klosters.


Mittagspitz
Schwarzhorn
Seehorn
Sulzfluh
Drusenfluh
Gaisspitz
Diorit
Tithon
Tithon
Trias
Gauertal

vom St. Bartholomaeberg oberhalb Schruns.


Mittagspitzenmulde
Schwarzhorn
Brecciendecke
Klippendecke
Drusenfluh
Sulzfluh
Silvretta
Tr
Kr
Br
Tr
R
Br
Tr
Gl
Prättigau-Flysch
Trias Decke
Gl
Lünersee

von der Scesaplana gesehen.

Br = Brecciendecke Gl = Globigerinenschiefer
Kr = Kristalline Schiefer R = Rätische Decke

Fig. 19. Ansichten des östlichen Rätikons von benachbarten Höhen (als Ergänzung zum Panorama vom Künihorn Taf. XI).

ortsfremder, von Süden gekommener Ueberschiebungsdecken anzusehen.

Ich möchte dabei jedoch nochmals darauf hinweisen, dass meine Arbeit im Frühjahr 1905 schon so gut wie abgeschlossen, beinahe druckfertig vorlag, als ich durch Steinmanns Untersuchungen (Alpenforschungen II) angeregt, dem Deckenproblem meine besondere Aufmerksamkeit zuwandte und zu der Ueberzeugung kam, dass für die Erklärung der tektonischen Verhältnisse eine andere Auffassung angebracht sei. Ich wurde also in der Aufnahme des nackten Tatsachenmaterials in keiner Weise mehr beeinflusst. Demnach änderte sich auch im stratigraphischen Teil, an den Zeichnungen und Profilen nur wenig. Der tektonische Teil aber erfuhr dadurch eine Erweiterung, dass gewisse Fragen eingehender besprochen werden konnten, an denen vorher alle Erklärungsversuche gescheitert waren. Es spricht auch dieser Umstand für die Schardtsche Theorie, dass sie an dem Bestehenden nichts ändert und doch neue Möglichkeiten der Erkenntnis erschliesst.

Zu den Gründen, die mich im besonderen zur Annahme der Schardtschen Theorie veranlasst haben, gehört unter andern die schon mehrfach erwähnte gesetzmässige Verbindung gewisser Schichten zu Zonenverbänden. Die Notwendigkeit einer solchen Zoneneinteilung glaube ich am Schluss des stratigraphischen Teiles eingehend dargelegt zu haben. Erblickt man in diesen einzelnen Zonen keine Gebiete verschiedener Faciesausbildung, die sich weit voneinander getrennt gebildet haben und hält man an einer Auffaltung aus dem Untergrund fest, so bleibt nur der einzige Ausweg, auf jede tektonische Erklärung des Zusammenhanges von vornherein zu verzichten und sich mit der Annahme zufrieden zu geben, dass hier eine regellose Durchstechung der Schichten, gleich wie in einem Spiel Karten vorliegt, ein Ausweg, zu dem auch Lorenz seinerzeit Zuflucht genommen hatte; freilich erklärt sich die Regellosigkeit des Aufbaues in sehr regelmässiger Weise, wenn man sich mit der Annahme der Deckenüberschiebungen abfindet. In dieser regional-stratigraphischen Anwendung der Deckentheorie liegt, für die vorliegende Gegend wenigstens, ihr Hauptwert. Die Gestaltung des jetzigen tektonischen Bildes jedoch kann man niemals mit der Deckenüberschiebung allein in Zusammenhang bringen, da sich unverkennbare Spuren einer nachfolgenden zweiten Faltung zeigen, die sich in lokal verschiedenartigster Weise äusserte.

Einige tektonische Erscheinungen werden jedoch nur durch die Annahme von Decken verständlich, und diese gehören neben den stratigraphischen Tatsachen zu den schwerwiegendsten Beweisen. Es sind dies die Kirchlispitzen, das Tilisunaschwarzhorn mit seiner Serpentin- und Triasquetschzone und die schwimmenden Gneisskeile am *Geissspitz-Kessikopf* und am *Bilkengrat-Tilisuna*, deren Wurzel sich nicht nachweisen lässt, wie man annehmen möchte, deren synklinale Einfaltung in die Trias- und Liasgesteine dagegen an mehr als einer Stelle deutlich zu erkennen ist. Tatsachen, vor denen die Erklärung ohne eine Deckenüberschiebung von Süden versagen muss.

Dass diese Deckenüberschiebungen aus Süd-Südosten gekommen sein müssen und nicht aus Osten oder Norden, wie man bisher für die Ueberschiebungen geringen Ausmasses annahm, versteht sich von selbst. Weshalb sollte man an dieser Stelle eine andere Erklärungsweise vertreten als in den westlichen Alpen, wo man sich doch mit einem Südostschube abgefunden hat. Wo die Wurzel der überschobenen Massen zu suchen ist, entzieht sich freilich noch gänzlich unserer Beurteilung.

Die Ueberschiebungsdecken im östlichen Rätikon.

Auch bisher war man schon dazu gelangt in Bünden, besonders aber im Rätikon drei verschiedene Gebiete zu trennen. Das Gebiet der Bündner Schiefer, die „Vindelicische Facies“ oder Aufbruchszone und die „Ostalpine Facies“. Man kann auch fernerhin an dieser Dreiteilung im allgemeinen festhalten mit der Erweiterung, dass die Aufbruchszone ihrerseits in drei einzelne Zonen zerfällt und das ostalpine Gebiet mit den kristallinen Schollen und Decken als eine Einheit zusammenzufassen ist. Wir können demnach im östlichen Rätikon fünf Decken unterscheiden, von denen uns drei schon aus den Westalpen bekannt sind, während die beiden obersten Decken zum Teil nur unvollkommen oder gar nicht im Westen des Rheins nachzuweisen sind. Wie ich schon die entsprechenden Zonen — bisher in stratigraphischem Sinn — mit kurzen Namen belegte, empfiehlt es sich, nach dem Vorschlag von STEINMANN, auch die Decken kurz zu bezeichnen.

Am Ende des stratigraphischen Teiles habe ich gezeigt, dass ich für Zonen und Decken die gleichen Bezeichnungen gebraucht, so dass zum tektonischen Verständnis der Lokalbeschreibungen nur eine Vertauschung der Begriffe „Zone“ und „Decke“ notwendig wird.

Eine vergleichende Zusammenstellung ermöglicht es, diese Decken den entsprechenden westalpinen Decken gegenüberzustellen.

1. Die „Zone der Bündner Schiefer“ entspricht möglicherweise einem Teil der „Glarner Decke“ oder einer höheren.
2. Die „Zone der Sulzfluhkalke“ (Klippenzone) entspricht der (Falknisdecke) **„Klippendecke“** (Préalpes médianes = Chaînes calcaires, Schardt).
3. Die „Breccienzone“ entspricht der **„Brecciendecke“** (Brèche du Chablais; Hornfluhbreccie).
4. Die „Rätische Zone“ (Serpentinzone) = **„Rätische Decke“.**
5. Die „Ostalpine Zone“ = **„Ostalpine Decke“.**

1. Das **Gebiet der Bündner Schiefer** bildet anscheinend die Fortsetzung der Glarner Decke nach Osten; vielleicht muss es jedoch als eine nächsthöhere Deckenverzweigung aufgefasst werden. Die stratigraphische Aufteilung dieses Gebietes hat noch keine erwähnenswerten Fortschritte gemacht. Wie im stratigraphischen Teile gezeigt, findet sich darin Lias, untere Kreide und möglicherweise obere Kreide (Globigerinenschiefer). Diese Globigerinenschiefer bilden teilweise die direkte Unterlage der Klippendecke, so dass es sehr fraglich ist, ob überhaupt noch jüngere Schichtglieder am Aufbau dieses Gebietes beteiligt sind.

Klippendecke, Brecciendecke und rätische Decke bilden das, was bisher als Aufbruchszone oder vindelicische Facies angesprochen wurde.

2. Die **Klippendecke** überlagert die Globigerinenschiefer des *Prätigau*. Ihre tiefste Schicht bilden Juliergranite, teils anstehend, teils als Gerölle in der Falknisbreccie; Trias ist nur in Gestalt von Muschelkalk und Rauhwacke (am *Kirchli*) erhalten. Das charakteristische Gepräge verleihen der Klippendecke die tithonischen Sulzfluhkalke und die denselben eingepressten grünen, grauen und roten Couches rouges der oberen Kreide. Ausserdem ist auch noch untere Kreide, teils schiefrig, teils brecciös vertreten. Diese Zone scheint sowohl ihrer Lage wie der Zusammensetzung nach der Zone der Préalpes médianes, Schardts Chaînes calcaires zu entsprechen. Dogger und Neokom sind im *Rätikon* bisher nicht nachgewiesen, es lässt sich deshalb auch die Gliederung in eine nördliche Zone mit Zoophycusdogger und Neokom und eine südliche Zone mit

Mytilusdogger und ohne Neokom, wie sie in den *Freiburger Alpen* durchgeführt, nicht verfolgen. Eine andere Frage ist, ob nicht andere Schichtglieder diese Trennung doch ermöglichen. STEINMANN weist die Aehnlichkeit der Einlagerung der Tristelschiefer und -Breccien zwischen Couches rouges und Falknisbreccie mit der Lagerung des Neokoms in der nördlichen Zone der Klippendecke (der *Freiburger Alpen*) nach. Da nun aber diese Schiefer und Breccien, ebenso der Zone der reinen Sulzfluhkalke angehören, scheint mir dieser Punkt weniger wesentlich als die Identifizierung der Sulzfluhkalke mit den tithonischen Korallenkalken von Wimmis, die der südlichen Zone der Freiburger Alpen angehören. Die Faunen dieser beiden Kalke erlauben sehr wohl eine solche Gleichstellung. Es würde demnach die Falknisbreccie mit der spärlich ausgebildeten Trias die nördliche Zone, die Region der reinen Sulzfluhkalke mit Couches rouges die südliche Zone bilden. Die den beiden Zonen gemeinsamen Schiefer und Breccien fallen hierbei nicht ins Gewicht.

Die Möglichkeit einer solchen Trennung zweier Zonen innerhalb der Klippendecke habe ich schon im stratigraphischen Teil ausgesprochen, einen weiteren Wert vermag ich dem aber bis jetzt — im *östlichen Rätikon* — nicht beizumessen.

3. Ueber die Falknis- oder Klippendecke legt sich nach LUGEON direkt die Decke des Rätikon, also die Decke der ostalpinen Trias. Er erblickte in dieser Decke das Aequivalent der **Brecciendecke** der *Hornfluh* und des *Chablais*. Dass dies nicht zutrifft, hat STEINMANN nachgewiesen, denn in der *Rätikon*decke[1], die etwa der „ostalpinen Decke“ entspricht, lässt sich eine solche Parallelisierung der Schichtenfolge mit der Brecciendecke nicht durchführen. Trotzdem nimmt die Brecciendecke im *östlichen Rätikon* sehr wesentlichen Anteil am Aufbau des Gebirges. Die Uebereinstimmung der Gesteinsausbildung in der Brecciendecke der *Freiburger Alpen* wie des *Rätikons* ist eine so auffallende und bis in alle Einzelheiten verfolgbare, dass eine solche Gleichstellung kaum auf Widerspruch stossen dürfte. Ohne Unterbrechung lässt sich die Brecciendecke vom *Cavelljoch* bis nach *Klosters* verfolgen. Ihre Hauptbestandteile sind Streifenschiefer, Dolomite und Rauhwacken der Trias[2]. Verrucano scheint

---

[1] Nicht im ganzen *Rätikon*, wie es irrtümlich bei STEINMANN (1905) S. 19 heisst.

[2] Und hauptsächlich Schiefer und Breccien des Lias.

ihr nicht anzugehören, sondern lässt sich vielmehr überall, wo er auftritt, mit der ostalpinen Decke in Verbindung bringen. Das Alter des Streifenschiefers, der keine Fossilien enthält, steht nicht sicher fest (siehe stratigraphischer Teil), doch scheinen auch in den *Freiburger Alpen* ähnliche Schiefer vorzukommen, die Schardt als rätische Kalke und Schiefer angesprochen hat (am *Col de Videman* zwischen *Rubly* und *Gumfluh*). Im *Rätikon* bilden sie einen Hauptbestandteil der Brecciendecke und lassen diese auch dort erkennen, wo die Breccien fehlen. Die Liasbreccien sind besonders typisch am *Oefenpass, Bilkengrat* und an der *Tilisunahütte* ausgebildet. Es lässt sich, gleich wie in den *Freiburger Alpen,* eine grobe und eine feine Breccie unterscheiden; das Alter der feinen Breccien scheint jedoch untere Kreide zu sein. Der Dachschieferhorizont lässt sich nicht sicher nachweisen, sicher dagegen Couches rouges, die keineswegs mit denen der Klippendecke irgendwie in Zusammenhang stehen. Der Flysch der Brecciendecke zeigt scharfe Unterschiede von dem der Klippen- wie der rätischen Decke. Es sind schwarzwulstige Schiefer mit breiten Kalkspatadern, häufig wechsellagernd mit braunen, eisenschüssigen Sandsteinen.

4. Als nächsthöhere Decke hat Steinmann in Graubünden die **rätische Decke** ausgeschieden, die im allgemeinen durch die ophiolitischen Eruptiva und Radiolarite charakterisiert ist. Der Name rätische Decke wurde ihr beigelegt, weil ihre Hauptentwicklung in *Bünden* liegt. Während sie auch von den östlichsten der Klippen (der Umgegend von *Iberg*) bekannt ist, wurden sie in den *Freiburger Alpen* bisher nicht ausgeschieden. Bekannt sind aber die Diabasporphyrite vom *Rinderberg, Oeschseite* und *Saanenmöser* und die Radiolarite von *„Hinter den Flühnen“*, die Jaccard beschreibt, woraus man erkennt, dass die rätische Decke wohl auch dort vertreten ist.

Ihrer Zusammensetzung nach ist sie durchaus eigenartig und mit keiner der darüber oder darunter liegenden Decken zu vergleichen, ihrem Auftreten nach jedoch ist sie überall an die Brecciendecke gebunden. Es fragt sich deshalb, ob ihr der Wert einer selbständigen Decke oder nur der einer sekundären Zone zukommt, wie man ja auch in der Klippendecke zwei Zonen unterscheiden kann, die wenigstens hier im östlichen Rätikon kein wesentlich verschiedenes tektonisches Verhalten zeigen. Eine Erörterung dieser Frage scheint mir heute noch nicht an der Zeit, das *Rätikon* jedenfalls auch nicht der Ort zu sein, wo man dies entscheiden könnte.

Die wesentlichsten Bestandteile der rätischen Decke sind Radiolarienhornstein und Tiefseekalke mit Radiolarien und Aptychen, Serpentin, Ophicalcit, Spilit, Variolit, Diabasporphyrit und Gabbro. Der Flysch der rätischen Decke enthält häufig Fukoiden und neigt zur Bildung einer groben Breccie („Mandelschiefer").

Wie schon erwähnt, ist es für die rätische Decke charakteristisch, dass sie stets in Verbindung mit der Brecciendecke auftritt, ja sogar meistens in dieselbe eingepresst zu sein scheint. An keiner Stelle im östlichen Rätikon bildet die rätische Decke die alleinige Zwischenlagerung zwischen Klippen- und ostalpiner Decke, wie das im Plessurgebirge vorkommt.

5. Die oberste Decke des Rätikons enthält die Trias ostalpiner Facies, Adnether Lias und ausserdem kristalline Gesteine in bedeutender Mächtigkeit. Es ist dies die **ostalpine Decke.** Hier zeigt sich diese Decke als ein einheitliches Gebilde, und zeigt noch nicht die Komplikationen und Abzweigungen, die ihr wohl in ihrem weiteren östlichen Verlauf anhaften werden, denn schon im *Plessurgebirge* lassen sich zwei ostalpine Decken von verschiedener Zusammensetzung trennen. Im Bereich vorliegender Arbeit interessiert die ostalpine Decke in erster Linie durch die von ihr abgetrennten Schuppen, die in das Gebiet tieferer Decken eingepasst und eingefaltet sind (*Schwarzhorn,* Gneisskeile) und ohne Annahme von Deckenüberschiebungen schlechterdings nicht zu erklären wären.

Besonders charakterisiert ist diese Decke durch die mächtigen Schollen kristallinen Grundgebirges, die, von ihr mitgeschleppt, die wurzellosen „Zentralmassive" bilden. Reste noch höherer Deckenverzweigungen lassen sich nicht unterscheiden, doch ist die einzig mögliche Vorstellung vom mechanischen Vorgange der Ueberschiebungen wohl die, dass dieselben unter dem Druck ungeheurer, jetzt nicht mehr vorhandener Gebirgsmassen (traîneau écraseur) von statten gingen.

Durch die Deckenüberschiebungen erhielt das zu behandelnde Gebiet seine **regionale Gestaltung,** seinen **lokalen Charakter** verdankt es einer nachfolgenden schwächeren, sekundären Periode der Gebirgsbewegung, die sehr verschiedenartige Spuren ihrer

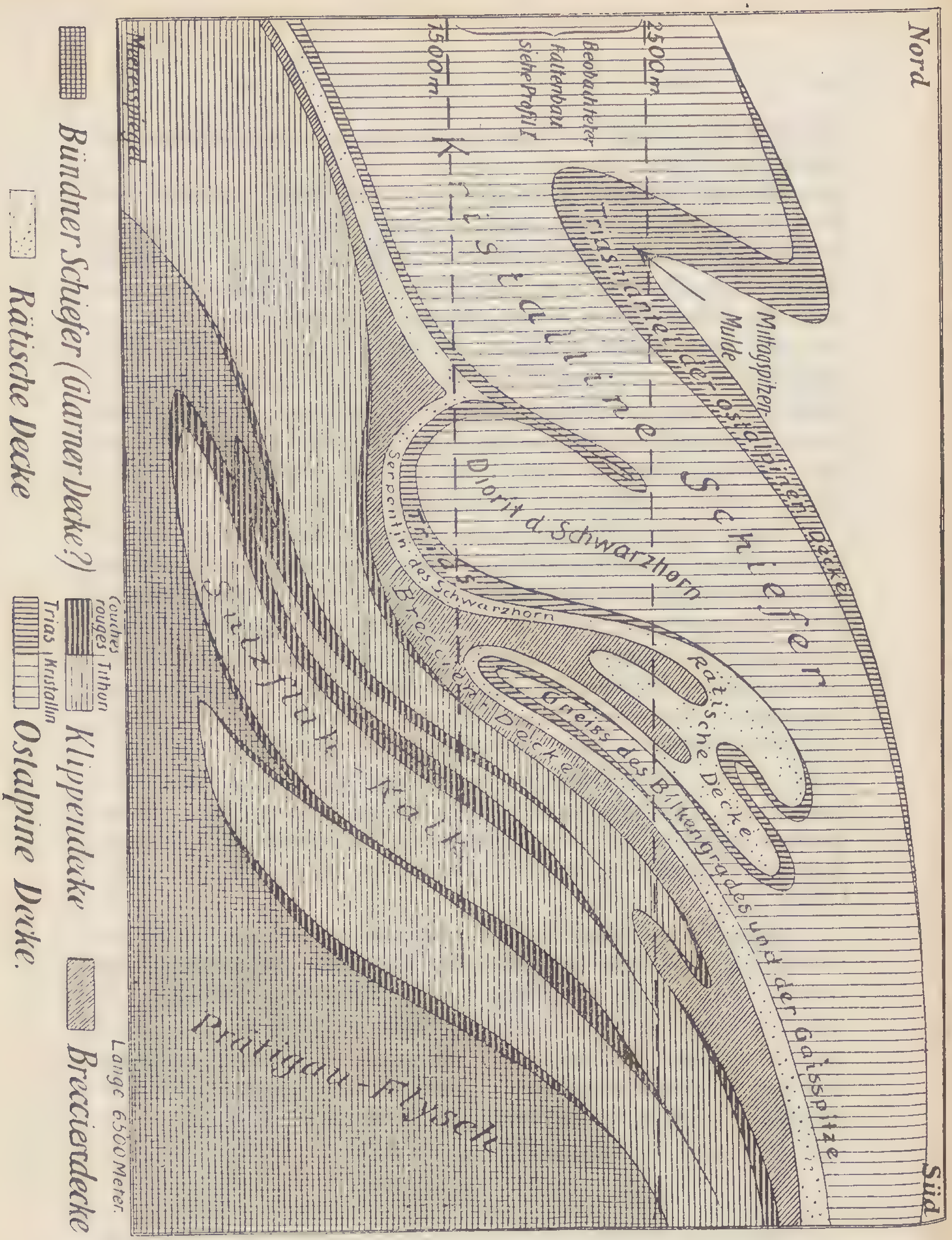

Nord
Süd
2500 m
1500 m
Beobachteter Faltenbau siehe Profil I
Meeresspiegel
Mittagspitzen-Mulde
Triasmantel der ostalpinen Decke
Kristalline Schiefer
Diorit d. Schwarzhorn
Serpentin des Schwarzhorn
Trias
Breccien-Decke
Rätische Decke
Gneiss des Bilkengrades und der Gaisspitze
Sulzfluh-Kalk
Prätigau-Flysch
Länge 6500 Meter.
Bündner Schiefer (Glarner Decke?)
Rätische Decke
Couches rouges
Tithon
Trias
Kristallin
Klippendecke
Ostalpine Decke.
Breccierdecke

Fig. 20. Schematische Darstellung des Zusammenhanges zwischen Decken- und Faltenbau (Regional- und Lokaltektonik). Der Raum zwischen den punktierten Linien entspricht genau dem Prof. I (Taf. VII).

Dieses Schema soll u. a. zeigen: 1. Den Zusammenhang der Schwarzhornserpentine mit den übrigen Vertretern der rätischen Decke. 2. Den Zusammenhang zwischen dem Gneiss des Bilkengrates mit dem Diorit des Schwarzhornes und den kristallinen Schiefern vom Walseralpgrat. 3. Die Lage der Mittagspitzenmulde als Hangendem, der Schwarzhornquetschzone als Liegendem der ostalpinen Decke (vgl. Prof. II Taf. VII.)

Tätigkeit hinterliess. Ihr muss man die tektonische Gestaltung des heutigen Oberflächenbildes in erster Linie zuschreiben, da es sich nicht unterscheiden lässt, welche Erscheinungen schon der Deckenüberschiebung ihren Ursprung verdanken, welche erst der lokalen Faltung.

Den Zusammenhang der einzelnen Decken habe ich auf einem Schema zu veranschaulichen gesucht (Fig. 20). Diese Zeichnung soll keine Tauchdecke, sondern nur das durch die nachträgliche lokale Faltung gestaltete Bild der Decken zeigen, in der Verbindung, wie sie auf dem Hauptprofil des östlichen Rätikons (Prof. I, Taf. VII) anzutreffen sind. Die mittlere Zone entspricht genau den Beobachtungen am Ostabsturz des Gauertales.

Literatur[1].

Ball 1897. The serpentin and Associated rocks of Davos. Zürich, Dissertation

Marcel Bertrand 1884. Rapport de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord (Bull. Soc. Géol. France) XII 318—330, 1 pl.

Blaas 1902. Geologischer Führer durch Vorarlberg und Tirol. Innsbruck.

Bodmer-Bedmer 1898. Ueber Olivindiabase aus dem Plessurgebirge. Neues Jahrbuch, Beilage, XVI 238f.

Boehm, G. 1883. Die Bivalven der Stramberger Schichten.

Böse 1898. Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen. D. G. G. Bd. 50 S. 468.

Böse 1898. Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. D. G. G. Bd. 50 S. 695.

Diener 1891. Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien.

Diener 1904. Nomadisierende Schubmassen in den Ostalpen. Centralblatt für Min. Geol. Pal. S. 168—169.

Diener 1904. Bau und Bild der Ostalpen S. 364.

Escher-Hess, C. 1903. Mikroskopische Untersuchungen einiger Sedimente Trias-Lias. Zürich.

A. Escher von d. Linth 1853. Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden.

Echer und **Studer** 1839. Geologie von Mittelbünden. Denkschrift der Naturforschenden Gesellschaft der Schweiz.

Echer und **Studer** 1853. Geologische Karte der Schweiz.

Favre 1879. Fossiles des couches Tithoniques des Alpes Fribourgeoises. Abhandlungen der schweizer paläontologischen Gesellschaft II.

Frech, F. 1905. Ueber den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wissenschaftliche Ergänzungs-

---

[1] In dieser Liste habe ich *nur* diejenigen Arbeiten aufgeführt, die das *Rätikon* näher berühren.

hefte zur Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins, II. Bd. 1. Heft. Innsbruck.

Gemellaro 1865. Nerinee della Ciaca dei intorni di Palermo. Giornale di scienze naturale. Palermo.

Gemellaro 1869. Studii paleontologici sulla fauna del calcario a Terebratula janitor del Nord di Sicilia. Parte II. Gasteropodi.

Gümbel 1856. Zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanstalt.

Heim 1905. Das Säntisgebirge. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz.

Heim, Arnold 1905. Zur Kenntnis der Glarner Ueberfaltungsdecken. Vortrag gehalten am 1. März 1905 in der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin.

Hoek 1903. Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B. Bd. XIII.

Hudleston 1896. A Monograph of the British Jurassic Gasteropoda.

Imhof 1891. Itinerar des S. A. C. 1890—1891. Plessurgebirge. Rätikon.

Jaccard, F. 1904. La Région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes Bernoises). Bull. du Lab. de Geol. Lausanne No. 5.

Jennings 1899. The Geology of the Davos District. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. 55.

Koby 1880 ff. Monographie des polypiers jurassiques de la Suisse. Schw. pal. Gesellschaft.

Koch, G. A. 1876. Petrefakten vom Plateau der Sulzfluh. V. R. A. S. 371.

Koch, G. A. 1877. Beiträge zur geologischen Aufnahme im Rhätikon und Silvretta. V. R. A.

Koch, G. A. 1884. Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe. 42 S. 8°. Wien.

Koch, G. A. 1894. Die Gneissinseln und kristallinischen Gesteine zwischen Rells- und Gauertal im Rätikon. V. k. k. R. A. Wien. No. 13.

Lorenz, Th. 1900. Monographie des Fläscherberges. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Lorenz, Th. 1901. Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. II. Der südliche Rätikon. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i. B., Bd. XII, Heft 1.

Loriol, P. de 1866. Description des fossiles du Mont Salève. Genève.

Loriol, P. de et **Abbé Bourgeat** 1887. Études sur les mollusques des couches coralligènes de Valfin. 2e part. Schw. pal. Gesellschaft.

Loriol, P. de 1889—1892. Études sur les mollusques des couches corall. inf. du Jura Bernois Schw. pal. Gesellschaft XVI—XIX.

Lugeon, M. 1901. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Géol. France. IV. Ser. 1, S. 723—825.

Mösch 1872. Der Jura in den Alpen der Ostschweiz. Zürich.

v. Mojsisovics, E. 1873. Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Der Rätikon (Vorarlberg). Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien. XXIII 137.

v. Mojsisovics, E. 1892. Beiträge zur Altersbestimmung einiger Schiefer und Kalkformationen der östlichen Schweizer Alpen. V. R. A.

Neumayr 1873. Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras Acanthicum. Palaeontographica V.

Ooster 1869. Le corallien de Wimmis. Genf und Basel.

Oppel 1863. Die tithonische Etage. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Paulcke, W. 1904. Geologische Beobachtungen im Antirätikon. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i. B., Bd. XIV.

Peters, C. 1855. Die Nerineen des oberen Jura von Oesterreich. Sitzungsberichte k. k. Akademie XVI 336.

Quereau 1893. Die Klippenregion von Iberg. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz XXXI.

v. Richthofen 1859. Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanstalt.

Rothpletz 1900. Geologische Alpenforschungen. München.

Schardt, H. 1893. Sur l'origine des Préalpes Romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn). — Arch. Soc. phys. nat. Genève XXX No. 12.

Schardt, H. 1898. Les Regions exotiques du versant nord des Alpes suisses etc. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. XXXIV 113—219.

Schiller, W. 1903. Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B., Bd. XIV.

Schmidt, A. R. 1843. Vorarlberg nach dem von dem geog. mont. Verein für Tirol und Vorarlberg veranlassten Begehungen. Innsbruck.

Steinmann, G. 1895. Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B., IX 245.

Steinmann, G. 1897. Geologische Beobachtungen etc. (Fortsetzung und Schluss). Ebd. X 215.

Steinmann, G. 1905. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Teil. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B., XV.

Studer 1837. Die Gebirgsmasse von Davos. Neue Denkschrift der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Bd. I. Neuenburg.

Studer 1851. Geologie der Schweiz.

Suess, Ed. 1858. Die Brachiopoden der Stramberger Schichten. Neue Beiträge zur Paläontographie Oesterreichs. Bd. I.

Suess, Ed. 1875. Die Entstehung der Alpen. Wien.

Suess, Ed. 1885. Das Antlitz der Erde. Bd. I.

Suess, Ed. 1905. Das Inntal bei Nauders. Berichte der Wiener Akademie.

Tarnuzzer 1891. Der geologische Bau des Rätikongebirges. Jahrbuch der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens. Bd. XXXV.

Tarnuzzer, Chr. und **A. Bodmer-Beder** 1899. Neue Beiträge zur Geologie und Petrographie des östlichen Rätikons. Chur.

Tarnuzzer 1901. Brief an A. ROTHPLETZ. Zentralblatt S. 233.

Termier, P. 1904. Sur la structure générale des Alpes du Tyrol à l'ouest de la voie ferrée du Brenner. C. R. Ac. Sc. CXXXIX 754.

Termier, P. 1904. Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes (Bull. Soc. Géol. de France IV, 3 S. 711—765).

Termier, P. 1904. Les Alpes entre le Brenner et la Valteline (Bull. Soc. Géol. de France IV, 5 S. 209—303).

Theobald 1864. Geologische Beschreibung Graubündens.

Theobald 1864. Geologische Karte der Schweiz. Blatt X.

Thurmann und **Etallon.** 1861—1864. Lethaea Bruntrutana. Denkschrift der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Vacek 1879. Ueber Vorarlberger Kreide. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt XXIX 724.

Voltz 1836. Ueber das fossile Genus Nerinea. Neues Jahrbuch für Min. etc.

Wähner, F. 1902. Das Sonnwendgebirge, ein Typus alpinen Gebirgsbaues.

Waltenberger, A. 1875. Die Rätikonkette, Lechtaler und Vorarlberger Alpen. Ergänzungsband 40 zu Petermanns geographischen Mitteilungen.

Zeuschner, L. 1857. Paläontologische Beiträge zur Kenntnis des weissen Jurakalks von Inwald.

Zeuschner, L. 1849. Geognostische Beschreibung des Nerineenkalks von Innwald und Roczyny. Haiding. Naturw. Abh. III 133.

Zittel 1870. Die Fauna der älteren Cephalopoden führenden Tithonbildungen. Paläontologische Mitteilungen.

Zittel 1873. Die Gastropoden der Stramberger Schichten. Paläontologische Mitteilungen II 2.

Anhang.

I. Glacialerscheinungen im östlichen Rätikon.

Anzeichen einer früher sehr ausgedehnten Vergletscherung sind auch im östlichen Teile des Rätikons allenthalben zu finden. Als sichtbare Reste sind nur die Firnschneereste des *Sporer-* (*Sulzfluh*) und *Eisjoch*gletschers (*Drusenfluh*) übrig geblieben, aber die Rundhöckerlandschaften am *Schweizertor, Tilisunasee-* und *-hütte* und *in den Gruben* reden eine deutliche Sprache. An den Gipfelkämmen sind kleine Karseen zahlreich verbreitet.

Besonders die Einsenkung zwischen *Sulzfluh* und *Scheienfluh* *„in den Gruben“* bietet eine prächtige Glaciallandschaft; Rundhöcker, Gletscherschrammungen und -glättungen, Gletschermühlen und -höhlen geben noch heute ein mannigfaltiges Bild der Tätigkeit des *Sulzfluh-Scheienfluh*gletschers, der seinen Abfluss dann über fünf Karstufen zum Partnunsee und ins *Prätigau* (*Schanielatobel*) fand.

Auch die Oberflächengestalt der ganzen *Tilisunaalp* ist auf dieselbe Ursache zurückzuführen, doch wahrscheinlich jüngeren Datums; nachdem der Sulzfluhgletscher nach langer Arbeit, von der der *Tilisunaseebord* Zeugnis ablegt, sich einen Durchbruch nach Norden durch das Dioritmassiv des *Schwarzhorn—Seehorn* geschaffen hatte, hörte seine Tätigkeit im Gebiet der *Gruben* auf, oder verringerte sich wenigstens wesentlich[1]. Ein ähnliches Bild bietet sich am *Schweizertor* (*Prätigauseite*) und am Abstieg vom *Cavelljoch* zum *Lünersee.*

---

[1] Für die primäre Entstehung der Gruben spricht das Dioriterraticum in den tief gelegenen *Sulzfluhhöhlen,* das wohl nach Durchbruch

Moränenreste der letzten Vereisung sind sowohl im Norden wie im Süden des *Sulzfluh—Drusenfluh*zuges vorhanden; die bedeutendsten aber auch vom Sulzfluhgletscher gebildet, der also gewissermassen als ein Vergletscherungszentrum im *östlichen Rätikon* anzusehen ist.

In der *Garschinaganda,* zwischen *Garschinafurka* und *Sulzhütte,* liegt ein hoher Endmoränenwall, der bis ins Tal von *St. Antönien* reicht. Ebenso auf der Nordseite der *Sulzfluh* an der oberen *Sporeralp* ein mehrere Meter mächtiger Wall (auf dem auch die *Lindauerhütte* errichtet ist), der das ganze obere *Gauertal* erfüllt und sich gegen die untere *Sporeralp* mit mächtigen Bergsturzmassen vereinigt. Von diesen sind die Moränenreste nur schwer zu trennen, da die Blöcke wegen der Kürze des Transportes so eckig geblieben sind, dass man sie vom Gehängeschutt nicht unterscheiden kann. Im *oberen Ascharinatal* bei *St. Antönien* liegt eine mächtige Moräne mit drei Rückzugsstadien.

Kleinere Moränenreste finden sich noch an den Abstürzen der *Gaisspitze* nach der *Altschatzalp* und des *Kreuzjochs* nach der *Salonienalp* (unter dem *Zernaier Jöchl*). Die Moränen von *Ascharina, Garschina* und am *Kreuzjoch—Gaisspitz* liegen ebenso wie die von *Schamella* (unter der *Scesaplana*) in einer Höhe von 2000—2100 m. Die Moräne im *Gauertal* liegt gleich wie die von *Stürwis* (*westlicher Rätikon*) in einer Höhe von 1600—1700 m.

Im Gebiet der kristallinen Silvrettadecke *Platinakopf—Madrisa* lassen sich Glacialreste, abgesehen von einigen kleinen Karseen, nicht genauer feststellen, da die Spuren der Vereisung vollständig durch den Einfluss der Atmosphärilien verwischt oder von Schutt bedeckt sind.

Auffallend sind die erratischen Reste kristallinen Gesteins oben auf dem Gipfel der *Scheienfluh* (2628 m), deren nächstbenachbarter kristalliner Gipfel die *Sarotlaspitze* (2544 m) oder der *Platinakopf* (2510 m) um mehr als 100 m niedriger sind.

Als Folgeerscheinungen der Vereisung zeigen sich noch weitere Merkmale, die dem Bilde gerade dieses Teiles des Rätikons ein charakteristisches Gepräge verleihen.

Beim Abschmelzen und Zurückgehen des Eises wurden von den *Gletscherwässern* mannigfach sichtbare Spuren hinterlassen.

Dolinen, Höhlen und Karrenfelder. Die südliche *Plasseggenalm* und der Nordabhang des Schollbergs zeigen eine charakteristische Dolinenlandschaft. Zum Teil sind die Tithonwände der Mittelfluh ganz durchhöhlt (*Diebelloch*). Alles Wasser der südlichen *Plasseggenalm* findet seinen Abfluss unterirdisch, um erst wieder bei *Partnun* (*schöner* oder *Mieschbrunnen*) oder am *Partnunsee* (der grösstenteils unterirdischen Zufluss hat) wieder zu Tage zu kommen. Weniger ausgeprägt sind die *Dolinen der Gruben,* dagegen sind hier, besonders an der Sulzfluhwand, die vielgestaltigen Höhlen von Interesse. Die Form der Auswaschung scheint meinen Beobachtungen nach auf mehrere Perioden der Ab- und Zunahme des auswaschenden Ele-

---

der Tilisunaseebarre schwerlich noch nach Süden hat verfrachtet werden können.

mentes zu deuten. Fast an sämtlichen Höhlen lassen sich **drei Auswaschungsperioden, durch Bordleisten getrennt,** unterscheiden[1] (besonders deutlich an der *Kirchhöhle*), die die Höhlen in ihrem ganzen Verlauf in die Tiefe stets in gleicher Höhe begleiten.

Das Erratikum der Sulzfluhhöhlen (zum Teil versintert) setzt sich zusammen aus Verrucano, triadischen Kalken und Dolomiten und aus Serpentinen und Dioriten aus der Gegend des *Schwarzhorns* und *Seehorns,* die auf einen primären Abfluss des Sulzfluhgletschers nach dieser Seite schliessen lassen.

Ausgedehnte Karrenfelder besonders an der *Sulz- und Scheienfluh* deuten noch auf die Abflüsse der einstmals mächtigen Vereisung. Zum Teil stehen sie an der *Sulzfluh* in direktem Zusammenhang mit den Höhlen und bilden mit diesen zusammen ein weitverzweigtes Netz von Gängen, Spalten und Kanälen.

Flussablagerungen. Beim Abschmelzen der Gletscher wurden mächtige Schuttmassen zu Tal befördert, in die sich nachträglich die Bachläufer wieder V-förmig einsägten. Deutliche Spuren davon sind im engeren Bereich dieser Untersuchung nur am *Schanielabach* und *Gafierbach* bei *St. Antönien* vorhanden, ausserdem am *Gargellenbach* im *Montafon.*

Gehängeschutt und Bergsturzmassen spielen im *Rätikon*' eine wichtige Rolle, nicht so sehr in den schüttigen — leicht aber wieder von Vegetation bedeckten — Schiefermassen, als besonders an den spröden Tithonkalken. Den Südabstürzen der Tithonfluhen sind die von jedem Wanderer gefürchteten Trümmerhalden — die berüchtigten Ganden — vorgelagert, die sich besonders unter *Sulzfluh, Drusenfluh* und *Kirchlispitzen* stundenweit hin erstrecken. Es ist ein trostloses und für den Ortsunkundigen auch mühe- und gefahrvolles Wandern in diesen Steinwüsten, die sich alljährlich aus dem Bergstürzen an den steilen Fluhen vergrössern.

Auch eigentliche Bergsturzmassen sind zu verzeichnen, die alljährlichen Steinstürze abgerechnet.

Bekannt ist im *Prätigau* der *Schlangenstein* im *Gafiertal,* der samt der etwa 300 m höheren *Ammanfluh,* einem gewaltigen Bergsturz angehört. Ebenso grosse und noch bei weitem mächtigere stürzten von der *Sulzfluh* ins *Gauertal* hinab und versperrten dort den oberen Talschluss[2]. Auch am Abhang der *Saaser Alp,* nach *Klosters* zu, finden sich Bergsturzmassen mit hausgrossen Blöcken.

---

[1] Auffallend ist eine ähnliche Erscheinung an der *Schüsshöhle* unter der *Drusenfluh.* Die Höhle (von 1—2 m Höhe) wird am Scheitel der Wölbung an allen ihren Ecken und Windungen von einer 20 cm tiefen, ausgerundeten Hohlkehle begleitet. In dieser Höhle finden sich Konkretionen in dem feinen Schlamm, der den Boden der Höhle bedeckt, deren Form an die der Imatrasteine erinnert.

[2] Es liegen dort so ungeheure Felsmassen, dass man bei oberflächlicher Begehung geneigt ist, diese für anstehend zu halten.

II. Paläontologische Bemerkungen zur Fauna der Sulzfluhkalke[1].

(Vgl. Taf. X.)

Nerinea Hoheneggeri Peters var. raetica.

(Taf. X 1 a—e.)

1873. Nerinea Hoheneggeri, Zittel, Gastropoden Stramberg S. 251 Taf. 42 Fig. 8—10.

Vorliegende sehr charakteristische Form kommt an allen Fossilpunkten der Sulzfluhkalke am zahlreichsten vor, doch war es mir anfangs nicht möglich, sie mit Sicherheit einer bekannten Form gleichzustellen.

Besonders bei dieser Spezies machte es sich bemerkbar, wie wenig es angebracht ist, allein auf Grund des Faltenbaues eine Bestimmung zu gründen. Das hier abgebildete Faltenstück, Taf. X Fig. 1f. (drei einfache Falten: eine auf der Spindel, eine auf der Innenlippe und eine auf der Innenwand der Aussenlippe) ist Typus für eine ganze Anzahl Nerineen aus dem Dogger[2] und Malm[3], ich will ihn nach dem bestbekannten und beschriebenen Vorkommen den Faltentypus der Nerinea Hoheneggeri nennen. Man braucht nur die artenreiche Aufzählung Zittels[4] durchzusehen und es wird augenscheinlich, dass bei dieser Gruppe der Nerineen eine Identifizierung nur dann vorgenommen werden kann, wenn sowohl eine Uebereinstimmung in den äusseren und den inneren Merkmalen vorliegt, während bei andern, weniger artenreichen Gruppen, z. B. Itieria, wohl eine Bestimmung allein nach der Faltenausbildung möglich ist.

Demnach musste ich das Hauptaugenmerk auf die äussere, zum Teil sehr gut und charakteristisch erhaltene Skulptur legen. Mit einer der bekannten Formen aus dem oberen Jura und Tithon konnte ich keine Aehnlichkeit finden, obgleich mehrere nah verwandte Arten vorhanden sind; in den meisten Fällen ist dann aber entweder eine grössere Differenz im Faltenbau vorhanden, oder es ist von manchen Formen nur die äussere Form abgebildet. Es kamen besonders in Frage Nerinea elegans Thurm., Nerinea scalata Voltz aus dem *Berner Jura*[5] und Nerinea Bernardiana d'Orb.[6], doch schienen sich die von verschiedenen Autoren gegebenen Abbildungen der Skulptur zu stark zu widersprechen[7].

---

[1] Nachfolgende Bemerkungen sollen nicht ein vollständiges Bild des paläontologischen Charakters der Sulzfluhkalke geben, sondern nur einige Beobachtungen an neuen oder abweichenden Arten, die für etwaige zusammenfassende Untersuchungen Wert haben könnten. Vgl. auch S. 26.

[2] Vgl. Hudlestone, Britsh Jurassic Gasteropoda 1896, Atlas Taf. XIII, XIV

[3] Vgl. Zittel, Gasteropoden der Stramberger Schichten 1873, S. 243ff.

[4] Zittel a. a. O.

[5] Loriol, Jura bernois 1889.

[6] d'Orbigny, Pal. Franc. Ter. Jur. II.

[7] Es wäre die Aufgabe einer eventuellen späteren monographischen Bearbeitung der Familie der Nerineen, die vielen gleichartigen Spezies zusammenzufassen.

Abgerechnet einige abweichende Formen (3 Stück), die ich aber doch dieser Spezies unterordnen möchte, bleibt die Skulptur immer noch sehr verschiedenartig, und es war daher schwer, denjenigen Typus zu finden, der allen Anforderungen gerecht wurde. Am nächstliegenden war es, zum Ausgangspunkt der Untersuchung, Nerinea Hoheneggeri Peters zurückzukehren, deren Skulptur freilich auf den Zittelschen Abbildungen wenig Aehnlichkeit zeigt. Weit überzeugender sind die Exemplare von *Wimmis*, jedoch dürfte die meiste Aehnlichkeit mit den Petersschen Originalexemplaren bestehen[1]. Es sind dort alle Elemente vertreten, die bei der variatio raetica zum Teil in übertriebenem Masse den Grundzug der Skulptur bilden — die Knotenreihen im unteren Teil, das Ueberwiegen der Anwachsstreifung im oberen Teil des Umganges. Ich stehe deshalb nicht an, die nahe Verwandtschaft mit Nerinea Hoheneggeri Peters zu bezweifeln, trenne aber die Formen mit der übertrieben ausgeprägten[2] Zeichnung als variatio raetica ab, bis es sich herausstellen wird, wie weit die rätische Abart nicht als Uebergang zu andern, jetzt noch selbständigen Formen anzusehen ist, bei denen gleichfalls eine Zusammenfassung unter die Spezies Nerinea Hoheneggeri gerechtfertigt erschiene.

Der Faltenbau ist im Gegensatz zu der wechselnden Skulptur fast gleichbleibend und mit geringen Abänderungen bei allen Exemplaren zu verfolgen.

Der Hauptgrund, der die Abtrennung dieser Abart veranlasste, ist in dem Ueberwiegen der Anwachsstreifung über die Parallelstreifung und die Knotenreihen zu erblicken; und zwar nicht nur bei einigen wenigen Exemplaren, sondern bei sämtlichen in den Sulzfluhkalken gefundenen Stücken. Bei einigen wenigen völlig aberranten Formen ist von Parallelstreifung kaum noch etwas zu sehen (vgl. Abb. 1b Taf. X).

Vorkommen: *Plasseggen* und 6 Stück vom *roten Kopf* (*Scheienfluh, Partnun*). — 1 Exemplar aus der Sammlung Rothpletz.

Untersuchte Exemplare: 27 Stück.

Nerinea nov. spec.

(Taf. X Fig. 2a—c.)

Grössenverhältnisse: Länge der vorhandenen Bruchstücke 65—75 mm, Gewindewinkel 17—19°.

Gehäuse turmförmig, die Windungen treppenförmig absetzend. Umgänge dreimal so breit wie hoch, und schwach gewölbt. Skulptur beginnt mit einer Perlenschnur, worauf bis zur Hälfte des Umganges fünf Knotenreihen folgen, von denen die zweite oder dritte besonders stark ausgebildet ist. Im oberen Teil herrscht wie bei Nerinea Hoheneggeri variatio raetica die stark rückwärtsgebogene Anwachsstreifung vor. Faltenanordnung wie bei Nerinea Hoheneggeri variatio raetica (drei einfache Falten: eine auf der Spindel, eine auf der Innenlippe und eine auf der Innenwand der Aussenlippen), jedoch, entsprechend der geringeren Höhe der Umgänge, dichter zusammengedrängt und weniger hervorragend, dafür aber mehr zugespitzt (Taf. X Abb. 2c).

---

[1] Peters, Nerineen des oberen Jura. Sitzungsberichte der Akademie Wien, XVI 357, Taf. III Fig. 1, 2.

[2] Ein Vergleich der Abb. Taf. X 1c—e mit der Petersschen Originalzeichnung zeigt, dass hier einzelne Skulpturelemente zu Ungunsten anderer schärfer ausgeprägt sind, im Gegensatz zu der feinziselierten Skulptur des Petersschen Originals.

Durchbohrung der Spindel nur schwach angedeutet und bei dem mangelhaften Erhaltungszustand nicht sicher zu erkennen.

Noch grösser als bei der vorhergehenden Spezies ist die Schwierigkeit, diese Form den bekannten Formen des Tithon einzureihen.

Auch hier würden entweder nach Faltenbau oder nach Schalenskulptur schon verschiedene verwandte Arten zu bezeichnen sein, doch sind die Differenzen noch weitgehender, so dass es sich ohne Zweifel um eine neue Spezies handelt.

Eine gewisse Aehnlichkeit sowohl mit der vorhergehenden Spezies, wie mit Nerinea Defrancei — aber auch nur mit ZITTELS variatio posthuma liegt vor; und zwar mehr innerlich als dem äusseren Habitus nach. Von Skulpturen scheint mir am nächsten die viel stumpfwinkligere Nerinea Mosae DESHAYES zu stehen[1], die aber durch fünf Falten ausgezeichnet ist, während vorliegende Art nur drei Falten aufweist.

Untersuchte Stücke: 15.

Fundort: *Sulzhütte* 3 Stück.

Partnun 7 Stück.

Plasseggen 5 Stück.

Chemnitzia nov. spec.

(Taf. X Fig. 3.)

Grössenverhältnisse: Länge ca. 40 mm, Gewindewinkel 17°, Suturwinkel 110°.

Gehäuse sehr lang gestreckt, turmförmig, Umgänge breiter wie hoch und schwach gewölbt, greifen mit der verdoppelten Naht über den nächsten Umgang, so dass die Umgänge ineinander geschachtelt erscheinen. Die Schlusswindung ist gewölbt und mit starken Anwachsstreifen versehen. Von den Windungen sind sechs vollkommen erhalten; die Höhe des letzten Umganges beträgt — soweit die Mündung erhalten — 11 mm.

Die eigenartige Skulptur besteht aus Rippen, die sich nach oben keulenförmig verdicken und im unteren Drittel durch eine Einschnürung geteilt sind. Die Rippen endigen an dem deutlich ausgesprochenen Suturband. Diese Skulptur ist bis zu den höchsten Windungen deutlich verfolgbar. Die längliche, rhombische Mündung ist niedrig, an der Innenlippe etwas verdickt. Ein Kanal ist nicht erhalten.

Bemerkungen. Da eine deutlich erkennbare Mündung nicht vorliegt, machte die generische Bestimmung einige Schwierigkeit. Es scheint der Form und Mündung nach — soweit sie erhalten — eine deutliche Uebereinstimmung mit solchen Formen vorzuliegen, die schon von D'ORBIGNY (Pal. Franc. Ter. Jur. II Taf. 237) als Chemnitzia undulata und verwandte Arten bezeichnet wurden. Gemmellaro hat dann 1878[1] die Formen vom Typus der Chemnitzia undulata als Chemnitzia s. str. zusammengefasst, so dass für mein Exemplar auch dieser Name angebracht erscheint.

---

[1] D'ORBIGNY, Pal. Franc. Ter. Jur. II 265 und LORIOL, Valfin.

Erwähnt sei jedenfalls, dass der Skulptur nach am ähnlichsten die auch von Chemnitzia s. str. nicht wesentlich unterschiedene Gattung Loxonema aus der Trias ist.

Aus der vorhandenen Literatur über jurassische Gastropoden war es mir nicht möglich, eine der Skulptur nach verwandte Form zu finden, so dass die Berechtigung dieser nov. spec., die besonders im Tithon keine nahen Verwandten aufzuweisen hat, erwiesen scheint.

Untersuchte Stücke: 1.

Vorkommen: *Sulzfluhgipfel.*

Cylindrites nov. spec.

(Tafel X Fig. 6.)

Grössenverhältnisse: Länge des abgebildeten Exemplars 27 mm, Höhe des letzten Umganges 24 mm, Durchmesser des letzten Umganges 11 mm.

Schale länglich spindelförmig, sehr stark eingerollt, so dass ausser dem umfassenden letzten Umgang nur schwache Andeutung eines weiteren vorhanden. Daher auch über das Gewinde und dessen Winkel nichts bekannt. Die Schale ist, abgesehen von schwacher Anwachsstreifung an der Mündung, glatt und verengt sich nahezu gleichmässig nach der Spitze und nach der Basis, wodurch eine schwache Wölbung entsteht. Die länglich eiförmige Mündung ist nach unten hin am breitesten. Die Aussenlippe ist teilweise abgebrochen und kann deshalb nicht näher untersucht werden, auf der Innenlippe sieht man zwei kräftige Spindelfalten angedeutet.

Bemerkungen. Aus dem oberen Jura ist mir eine ähnliche Form nicht bekannt. Die von Loriol abgebildeten Cylindrites Etalloni von *Valfin* und Cylindrites mitis aus dem *Berner Jura* zeigen nur ganz entfernte Aehnlichkeit. Die schlanke, langgestreckte Form steht ganz vereinzelt da.

Untersuchte Stücke: 1.

Vorkommen: *Plasseggen.*

Tylostoma striatum Gemm.

(Tafel X Fig. 7.)

1876. Tylostoma striatum Gemm., Terebratula janitor II 5, Taf. II Fig. 8—13.

Zittel hat Tylostoma striatum mit seiner Spezies Tylostoma pupoides vereinigt, doch war es mir unmöglich, eine Aehnlichkeit mit letzterer festzustellen. Abgesehen von den Grössenunterschieden, zeigt sich bei Tylostoma pupoides eine stärkere Einrollung und dementsprechend ein ganz anderes Verhältnis des letzten Umganges zur ganzen Höhe. Die Verschiedenheit in der Ausbildung der Mündung kann ich nicht erörtern, da an meinen Exemplaren nur noch schwache Reste davon zu erkennen sind. Die Skulptur zeigt, soweit die wenigen Schalenreste erkennen lassen, eine sehr ausgesprochene Längsstreifung, wie sie sowohl den ZITTELschen wie den GEMMELLAROschen Formen eigentümlich sind.

---

[1] Gemmellaro, Alcune faune Giurese e liasiche.

Meiner Ueberzeugung nach liegt hier eine Form vor, die sich nur mit Tylostoma striatum GEMM. vergleichen lässt, dessen Uebergangsformen, die ZITTEL zur Zusammenlegung mit Tylostoma pupoides veranlassten, mir nicht bekannt sind.

Untersuchte Stücke: 3.

Fundort: *Partnun. Plasseggen* (2 St.).

Isocardia spec.

Vorliegendes Exemplar zeigt grosse Aehnlichkeit mit der Jugendform der von STRUCKMANN (oberer Jura von Hannover, 1878, Taf. IV Fig. 8a) abgebildeten Isocardia cornuta KLOEDEN. aus den Pterocerasschichten von Ahlem. Da ich das Schloss nicht präparieren kann, ist eine weitere spezifische Bestimmung unangebracht, vielleicht ist aber die Erwähnung dieser sonst aus tithonischen Ablagerungen nicht bekannten Form von allgemeinem Interesse.

Untersuchte Stücke: 1.

Vorkommen: *Plasseggen.*

Corbis spec.

(Tafel X Fig. 5.)

Es ist leider unmöglich, die ganze Form, besonders nicht Wirbel und Schloss freizulegen, deshalb kann es nur mit einem Vergleich mit andern Tithonformen sein Bewenden haben. Die freigelegten Teile, hauptsächlich eine guterhaltene Skulptur, ermöglichen einen solchen aber sehr wohl.

Diese länglichovale Form ist wenig gewölbt, nach vorn hin abgerundet, hinten steil abfallend. Die Skulptur besteht aus konzentrischen Streifen, die gegen den vorderen Rand zu ineinander verschmelzen. Eine feine Radialstreifung ist nur unter der Lupe wahrnehmbar.

Mit den *Stramberger* Corbisarten[1] ist diese Form nicht zu vergleichen; ähnlich erscheint dagegen eine zweifelhafte Corbisart von *Wimmis* (OOSTER S. 30 Taf. 13 Fig. 6—7), von der aber auch nur spärliche Reste erhalten sind. Die sonstigen Tithonformen von *Wimmis* und *Palermo*[2] — ich kann nur nach Grösse, Wölbung und der eigenartigen Skulptur urteilen — haben nicht die geringste Aehnlichkeit damit, so dass es sich möglicherweise um eine neue Art handeln kann.

Untersuchte Stücke: 1.

Vorkommen: *Plasseggen.*

Terebratula cf. cyclogonia ZEUSCHNER.

1876. Terebratula cyclogonia GEMM. Terebratula janitor III 8, Taf. II Fig. 5, 6.

---

[1] G. BOEHM, Die Biwalven der Stramberger Schichten S. 514—517.

[2] Auch nicht Fimbria subclathratoides GEMM a. a. O. III 37, Taf. VI Fig. 1, 2.

1882. Terebratula cyclogonia SCHLOSSER, Die Brachiopoden der Mülheimer Diceraskalke Pal. XXVIII. Taf. 25 Fig. 8, 9.

Es scheint offenbar eine nov. spec. vorzuliegen, doch lässt sich dies nach dem schlechten Erhaltungszustand nicht bestimmt behaupten. Vorliegendes Exemplar ist etwas kleiner als das von GEMMELLARO abgebildete. Auf der grossen Klappe, die allein vorliegt, ist eine schwache Radialskulptur angedeutet, ausserdem ein kräftiges Medianseptum vorhanden, wie man es weder bei den SCHLOSSERschen noch bei GEMMELLAROS Exemplaren beobachten kann. Zum Vergleich käme noch Terebratula Bilimeki SUESS[1] in Frage. Nur ist dort ein Medianseptum auf der kleineren Klappe ausgebildet.

Untersuchte Stücke: 1.

Vorkommen: *Plasseggen.*

Erklärungen zu den Tafeln.

Tafel VII.

Prof. I. Hauptprofil durch das östliche *Rätikon* von *Partnun* nach *Tschaggums* 1:15000. An den östlichen Hängen des Gauertales ist dieses Profil bis zu einer Tiefe von 7—800 m aufgeschlossen, so dass nur tatsächliche Beobachtungen eingetragen wurden. Zur Erklärung des Zusammenhanges der einzelnen Decken verweise ich auf das Schema Fig. 20. Eine Ansicht des grössten von diesem Profil durchschnittenen Teiles gibt der Blick vom *Motadonakopf* auf die *Tilisunaalp* (Taf. IX B). Als Fortsetzung dieses Pofils (*Mittagspitze*) nach Osten sind die Prof. II und III aufzufassen. Die Fortsetzung nach Westen (Gneisskeil des *Bilkengrates*) zeigt Prof. IV (Gneisskeil der *Gaisspitz*).

Prof. II. Zusammentreffen der Schwarzhornquetschzone und Mittagspitzenmulde bei Kaspars Loch 1:15000.

Die Schwarzhornquetschzone (antiklinal) entspricht dem Liegenden der ostalpinen Decke, die Mittagspitzenmulde (synklynal) dem Hangenden. (Vgl. das Schema Fig. 20.) Den angeschnittenen Teil der Schwarzhornquetschzone zeigt Taf. IX A 5 in der Ansicht. Desgleichen zeigt die Lage dieses Profils die Ansicht Fig. 8 und die Mittagspitzenmulde auch die Abb. Fig. 9, die vom Lagepunkt dieses Prof. II nach Nordosten gesehen ist.

Prof. III. Mittagspitzenmulde bei Plasseggen 1:15000. Erwähnenswert ist die Granitlage (grüner Juliergranit) zwischen Mittagspitzenmulde und der Brecciendecke. Vgl. auch die Serie von Profilskizzen durch die Mittagspitzenmulde bei *Plasseggen* Fig. 10 auf S. 81. Eine Ansicht der von diesem Prof. III durchschnittenen Gegend zeigt Fig. 5; Abb. Fig. 18 (Blattverschiebungen bei *Plasseggen*) ist vom Lagepunkt dieses Prof. III aus gesehen.

Prof. IV. Gneisskeil an der Gaisspitze 1:15000 (aufgeschlossen am Wege von der *Lindauer Hütte* zum Gipfel der *Gaisspitz.* Die Fortsetzung dieses Profils (Parallelprofil) im Osten ist im Mittelstück von Prof. I zu sehen. Die Fortsetzung des Gneisskeiles nach Westen auf der Fig. 16 am *Kessikopf* (vgl. auch Fig. 1 auf S. 14).

---

[1] SUESS, Brachiopoden der Stramberger Schichten 1858, Taf. I Fig. 7—9.

Tafel VIII.

A. Lage der Globigerinenschiefer (Seewenschichten?) unter den Sulzfluhkalken 1:12000.

Prof. V wiederholt zum Vergleich mit den folgenden einen Teil von Prof. Fig. 15 S. 98.

Prof. IV am Südabsturz der *Drusenfluh*, schwer zugänglich, entweder durch die *Ganden* (Steinwüsten) oder durch das *Schweizertor* (Vorsicht!).

Prof. VII. Drusenaugstberg — leicht zu erreichen von der *Sporerfurka*. Die grauen Schiefer entsprechen möglicherweise einem Jurahorizont.

Prof. VIII. Ziperle. Am Wege von *St. Antönien* nach dem *Drusentor* gelegen. Vgl. auch ROTHPLETZ Fig. 27 S. 94.

Prof. IX. Granit und Globigerinenschiefer an der Sulz (am Wege von der *Garschinafurka* nach dem *Partnunsee*). Die Lagerung des Granits zeigt auch Taf. IX C 5. Vgl. auch ROTHPLETZ Fig. 28 S. 94.

Prof. X. Profil von Gafia (Alp) nach dem Gafiersee (bis *Talegg* empfiehlt es sich den Alpweg zu verfolgen).

Einziger Fundpunkt von Falknisbreccie im östlichen *Rätikon*. Lagerung des Radiolarienhornsteines (rät. Decke) unter den Sulzfluhkalken (Klippendecke) erklärt sich durch die Verwerfungen (deutlicher zu sehen an Fig. 3 S. 63). Die Lage der Falknisbreccie und des Radiolarits zeigt auch die Fig. 11.

B. Profilskizzen durch die rätische — und Brecciendecke oberhalb der Sulzfluhkalke.

1. u. 2. Profile am Bilkengrat. 1. Am Wege zur *Tilisunahütte*. 2. Am Absturz nach dem *Bilkentobel* (vgl. die westlichste Grenze der Karte Fig. 7).

3. Fenster in den Gruben. (Weg vom *Plattenpass* nach *Partnun*, vgl. S. 85.) Vgl. auch die Karte Fig. 7 Quetschzone in den *Gruben*. Diese Quetschzone setzt sich, zwischen die Tithonschuppen eingepresst, bis zum *Hermanstein* fort.

4. Profil von Weberlis Höhle (s. S. 86) von der *Alp Partnun* (*Pension Sulzfluh*) in 1/2 Stunde zu erreichen. Auffallend der mächtige Block roten Radiolarits (rät. Decke).

5. Profil am Schollberg an der 3. Gratrippe. Sehr schwer zugänglich (Vorsicht!) von *Weberlis Höhle* aus. Fortsetzung der Mittagspitzenmulde. Oestlichstes Auftreten von Couches rouges. Ansicht dieses Profils auf Fig. 3 S. 63.

6. Profil durch die Gafierbänder (vgl. S. 88) (Mittagspitzenmulde). Ergänzung zu Prof. X. Vgl. dazu die Detailzeichnung von TARNUZZER (1899) Fig. 1 S. 14. Ansicht dieses Profiles (oberhalb des *Hochstelli*) auf den Ansichten Fig. 3 und 11.

Tafel IX.

A. Ansichten aus der Schwarzhornquetschzone (vgl. S. 75).

1. u. 2. *Schwarzhornsattel* (vgl. S. 78) zugänglich vom *Bilkengratwege* (*Verspalen*). Vgl. auch die Karte Fig. 7.

3. *Tilisunaseebord* am Wege von *Schruns* (aus dem *Gampadelztal*) nach der *Tilisunahütte* (vgl. die Lage auf der Ansicht Fig. 8 und auf der Karte Fig. 7).

4. *Seehornsattel* — Ostabsturz nach der *Tilisunaalp.* Zugänglich vom *Tilisunasee* oder vom *Tilisunajoch.* Kr. = krist. Schiefer, d. h. hier Gneiss und Glimmerschiefer, die als äusserster Muldenmantel den Diorit umgeben (vgl. auch Fig. 8 und das Prof. I auf Taf. VII).
5. *Kaspars Loch* im oberen *Gampadelztal.* — Diese Stelle erreicht man am leichtesten, wenn man oberhalb der *Tilisunaalp* am Absturz des *Seehorn* traversiert. Aus dem *Gampadelztal* ist sie schwer zugänglich. An keiner andern Stelle ist der Unterschied zwischen grauem und gelbem Dolomit so auffallend. Vgl. auch Prot. II Taf. VII und Ansicht Fig. 8.
6. Gauertalabsturz. — Zugänglich vom Alpweg nach der *Alpillaalp* (s. Prof. I Taf. VII) durch einen ins *Gauertal* hinabführenden Pfad. Wesentlicher Schlüsselpunkt für das Verständnis der *Schwarzhornsynklinale.* Vgl. Prof. I Taf. VII und Schema Fig. 20.

B. Blick auf die Tilisunaalp vom Tilisunajoch (*Motadonakopf*) (s. S. 67). Man vergleiche dazu die Karte Fig. 7.

Diese Ansicht kann man als eine gedrängte Uebersicht über den Gebirgsbau des östlichen Rätikons auffassen, da alle erwähnenswerten Momente auf diesem einen Rundblick zu übersehen sind.

C. Der grüne Granit im Prätigau und bei Gargellen (vgl. S. 9).

1. *Gargellenwasserfall.* Der Granit ist bis auf 20—30 cm ausgequetscht. Ob die grauen Schiefer den Globigerinenschiefern des Prätigau entsprechen, steht noch nicht fest.
2. Granit am *Partnunsee* (unterste Karstufe) No. 4. Profil dazu. Vgl. auch Rothpletz Fig. 30 S. 95. Die Zwischenlage von t_1 zwischen Granit und Tithon (Rothpletz) habe ich nirgends finden können.
3. Granit bei *Klosters Dörfli.* Globigerinenschiefer zwischen Granit und Tithon. Das Liegende des Granits ist nicht aufgeschlossen.
4. Seitenansicht zu 2.

Tafel X.

Fossilien der Sulzfluhkalke. Alle Abbildungen in natürlicher Grösse. Die Originale befinden sich im Geologischen Institut der Universität zu Freiburg i. Br.

1. a—e Nerinea Hoheneggeri Peters var. raetica.
   f Faltenstück dazu (s. S. 126).
2. a—b Nerinea nov. spec.
   c Faltenstück dazu (s. S. 127).
3. Chemnitzia. nov. spec. (s. S. 128) vom Sulzfluhgipfel.
4. Tylostoma striatum Gemm. (s. S. 129) von Plasseggen.
5. Corbis spec. (s. S. 130) von Plasseggen.
6. Cylindrites nov. spec. (s. S. 129) von Plasseggen.

Tafel XI.

Panorama des östlichen *Rätikons* vom *Künihorn* (2416 m) bei *St. Antönien* (im *Prätigau*), nach Photographie gezeichnet von R. Schilling. Durch verschiedene Schraffierung ist versucht worden, die einzelnen sich charakteristisch unterscheidenden Zonen hervorzuheben. Besonders auffallend ist dies im östlichen Teil. Im westlichen Teil ist Wert darauf gelegt, die Couches rouges und die Globigerinenschiefer des *Prätigau* zu trennen.

Inhaltsübersicht.

Seite

Geographisches und Historisches 2

Schichtenfolge 4

- Kristalline Schiefer 5
  - Gneiss, Hornblendeschiefer und Glimmerschiefer 7
  - Diorit und Gabbro 7
  - Casannaschiefer 8
  - Der grüne Granit des Prätigaues und von Plasseggen . . . 9
- *Perm* (Verrucano) 10
- *Trias* 13
  - Buntsandstein 13
  - Untere Rauhwacke und gelber Dolomit der unteren Trias . . 15
  - Muschelkalk und Streifenschiefer 17
  - Partnachschichten, Arlbergkalk, Raibler Schichten 20
  - Dolomitbreccie und grauer Dolomit (Hauptdolomit?) 21
  - Rät 22
- *Jura* 22
  - Lias — Liasbreccien — Schiefer unbestimmten, möglicherweise liasischen Alters 22
  - Malm 25
    - Sulzfluhkalk 26
    - Malmschiefer 35
    - Falknisbreccie und Radiolarienhornstein 37
- *Kreide* 38
  - Untere Kreide und Tristelbreccie (Urgo-Aptien) 40
  - Mandelschiefer 44
  - Obere Kreide 47
    - Couches rouges 47
    - Globigerinenschiefer (Seewenschichten) 49
- Bündner Schiefer des Prätigau 51
- *Basische Eruptiva* 54

Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse 55

Lagerungsverhältnisse 58

Orographischer und geologischer Ueberblick 58

- I. Umgebung der Tilisunahütte 65
  1. Das Gebiet der Schiefer und Breccien 68
  2. Die Gneisskeile am Bilkengrat, an der Gaisspitz und am Kessikopf 72
  3. Das Dioritmassiv Schwarzhorn-Seehorn 75
  4. Die Mittagspitzenmulde 79
  5. Die Plasseggenalp und das Fenster in den Gruben 83

Seite
II. Das Gebiet südsüdöstlich der Tilisunaalp 85
  1. Schollberg und Weberlis Höhle 86
  2. Gempifluh, Gafiertal 87
  3. Madrisjoch—Saaser Alp—Klosters 88
  4. Das Fenster von Gargellen 92
III. Das Gebiet westlich der Tilisunaalp 94
  1. Die Kirchlispitzen 95
  2. Schweizertor—Oefentobel—Gaisspitz 99
IV. Aufbau der Zone der Sulzfluhkalke 102
V. Die Unterlage der Sulzfluhkalke 107

Erklärung der Lagerungsverhältnisse 108
Die Ueberschiebungsdecken im östlichen Rätikon 114
  1. Das Gebiet der Bündner Schiefer 115
  2. Die Klippendecke 115
  3. Die Brecciendecke 116
  4. Die rätische Decke 117
  5. Die ostalpine Decke 118

Literatur 120

Anhang

I. Glacialerscheinungen im östlichen Rätikon 123
II. Paläontologische Bemerkungen zur Fauna der Sulzfluhkalke . . . 126

Erklärungen zu den Tafeln 131

Das zentrale Plessurgebirge.

Geologische Untersuchungen

von

H. Hoek.

Mit 2 Karten und 20 Abildungen im Text.

Inhalt der Arbeit: I. Geographischer Umriss und Inhalt des zentralen Plessurgebirges. — II. Einleitung zur Geologie des Plessurgebirges. — III. Unmittelbar und mittelbar für das Plessurgebirge in Betracht kommende und benutzte Literatur. — IV. Stratigraphische Erläuterungen zur geologischen Karte. — V. Lokale Beobachtungen über den Bau des Plessurgebirges und Ergebnisse daraus. — VI. Regional-tektonische Betrachtungen. VII. Geologische Spezialkarte und Profile.

I. Geographisches.

Plessurgebirge heisst das Stück Alpenland, das von *Prättigau, Albula* und *Rheintal* umschlossen wird. Innerhalb dieses Gebietes lassen sich leicht drei natürliche Gruppen unterscheiden:

I. Das Gebiet der *Hochwangkette* und *Casannagruppe* — von dem übrigen *Plessurgebirge* getrennt durch *Strelapassfurche, Sapünerbach* und *Plessurfluss* zwischen *Langwies* und *Chur.*

II. *Die Stätzerhorn-Faulhornkette* — mit der ersten Gruppe nur bei *Chur* zusammenstossend und von der dritten scharf getrennt durch *Rabiosa, Lenzer Heide* und *Heidbach.*

III. Das *zentrale Plessurgebirge,* ein Gebirgsdreieck zwischen *Albula-Landwassertal* im Südosten, *Heidbach-Rabiosa* im Westen und *Plessur-Sapünertal* im Norden.

Der Hypotenuse dieses rechtwinkligen Dreiecks parallel läuft ein grosser Gebirgsstrang; die *Strela-Amselfluh-Lenzerhornkette* wollen wir ihn nennen. Im westlichen Teile strahlt er, parallel der Westkathete, zwei Gebirgsäste nach Norden aus: Im Westen den Höhenzug *Parpaner Weisshorn, Schwarzhorn, Gürgaletsch* weiter östlich die Kammlinie: *Tschirpen, Plattenhorn, Aroser Weisshorn.*

Soviel über die Berge.

Zwischen den beiden nordgerichteten Sekundärketten liegt das *Urdental.* Die weite Landschaft zwischen der Kette des *Aroser Weisshornes* und der *Strelakette* entwässert die *Plessur.* In ihrem weitoffenen, sonnigen Talkessel liegt der bekannte Kurort *Arosa.*

Die *Strela-Amselfluhkette* ist auf lange Strecken gedoppelt. Die Depression zwischen den Ketten heisst *Alteiner Tiefenberg.* Ein grösserer Bach vereinigt sich, den wilden *Welschtobel* durchbrausend, von der Südostkette herkommend mit der *Plessur:* es ist der *Welschtobelbach.* Erwähne ich noch den grossen *Talzirkus* von *Sanaspans,* im Westen zwischen *Lenzerhorn* und *Parpaner Rothorn,* den die *Ova da Sanaspans* entwässert, so ist auch aller grösseren Täler und Flüsse gedacht.

Ein auffallender Kontrast in dem Aussehen der Landschaft lässt schon ohne genauere Studien Unterschiede auch im Bau ahnen.

Im Osten erheben sich die Berge der *Strela-Amselfluh-Lenzerhornkette* als langgestreckter Wall stolzer Felsgipfel. Die beiden Nordäste sowie der Talkessel von *Arosa* sind eine unruhig konturierte, wellige, bald felsige, bald beraste Landschaft. Die Nordwestecke zeigt gleichmässige, einer Schieferlandschaft charakteristische Gehänge mit steilem Schichtköpfenabbruch.

Im Gegensatz zu andern Gebieten der Bündner Alpen ist dem Geologen die Arbeit durch ausgezeichnete, günstig und hochgelegene Stützpunkte sehr erleichtert. Ich nenne: *Arosa* ± 1800, *Langwies* ± 1400, *Tschiertschen* 1350, *Parpan* 1520 und die Alpe *„la Crusch“* 2265 oberhalb *Alveneu.*

Allgemeine naturwissenschaftliche Abhandlungen oder touristische Aufsätze über das Plessurgebirge findet man namentlich in den „JAHRBÜCHERN DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT GRAUBÜNDENS“ sowie im „JAHRBUCH DES SCHWEIZER ALPENKLUBS“.

Besonders erwähnen will ich hier nur drei Arbeiten:

THEOBALD: Naturbilder aus den *Rhätischen Alpen. Chur* 1862.
METTIER: Naturgeschichtliches aus *Arosa;* Jahrbuch S. A.-C. Bd. 30.
HOEK: *Das zentrale Plessurgebirge*; Jahrbuch S. A.-C. Bd. 38.

Als topographische Karten grossen Massstabes, die heute in Betracht kämen, sind zu nennen: Die Blätter 418, 419 und 422 des SIEGFRIEDATLASSES und das Blatt *Davos-Martinsbruck* der DUFOURKARTE (XV).

II. Einleitung zur Geologie des zentralen Plessurgebirges.

Ein Teil des zentralen *Plessurgebirges*, die Berge um *Arosa*, sind für mich 1902 der Gegenstand einer geologischen Spezialaufnahme gewesen. Die Hauptresultate dieser Arbeit wurden 1903 veröffentlicht, jedoch ohne Spezialkarte, da mit der Publikation dieser gewartet werden sollte, bis das ganze *zentrale Plessurgebirge* kartiert wäre.

Nachdem ich nun in den Sommern 1904 und 1905 Gelegenheit hatte, die fehlenden Stücke der Aufnahme zu ergänzen und die schon kartiert vorliegenden nochmals zu revidieren, kann jetzt die vollständige Karte der Oeffentlichkeit übergeben werden.

Das *zentrale Plessurgebirge* ist nur ein kleiner Teil eines geologisch ganz gleich gearteten grossen Gebietes, des vielgewundenen Streifens, der das Schiefergebiet des *Prättigaus* im Norden, Osten und Süden umsäumt. Das *Plessurgebirge* findet nach Norden, über *Weissfluh* und *Casanna*, seinen Anschluss an das ganz ähnliche Gebiet des südlichen *Rhätikons*, nach Süden setzt es sich fort in die östliche Begrenzung des *Oberhalbsteines*.

Eigentlich ist es also eine Willkür aus diesem grossen Gebirgslande ein Stück herauszugreifen und für sich allein zu betrachten.

Trotzdem lässt sich eine gewisse Berechtigung dazu finden, gerade das *Plessurgebirge* — wie es hier geschehen ist — aus dem Rahmen des ganzen Bildes herauszuschneiden. Diese Berechtigung ergibt sich aus der besonderen Art der Ausbildung der tektonischen Bauelemente dieser Berge.

Denn das, was das *Plessurgebirge* in so hervorragendem Masse geologisch „interessant" macht, was es auch morphologisch nicht unerheblich von den Nachbargebieten scheidet, ist die *„Aufbruchzone"*. Das heisst das eigenartige Schollen-, Scherben- oder Schuppengebiet zwischen „normaler" Trias der Ostalpen und der einförmigen *„Bündtner Schieferlandschaft"* des *Prättigaus*, ein tektonisches Bauelement, das den Nachbargebieten zwar auch zukommt, aber lange nicht diese grosse Flächenverbreitung gewinnt wie speziell in den Bergen zwischen *Schmitten* und *Parpan*.

Diese „Aufbruchzone" des *Plessurgebirges*, die bei *Arosa* ihre grösste Breite erreicht, verschmälert sich im Streichen einmal nach Nordosten, so dass östlich von *Langwies* das Schiefergebirge nur durch einen schmalen Streifen von der Trias getrennt ist. Zum andern verschmälert sie sich nach Südwesten, und zwar derart, dass sie hier streckenweise ganz verschwindet und der Triasdolomit unmittelbar dem Bündtner Schiefer aufliegt.

Dies ist ein für das *zentrale Plessurgebirge* charakteristischer Punkt. Eine zweite auszeichnende Eigentümlichkeit ist das Vorhandensein eines immerhin stattlichen kristallinen Zentralmassives, das innerhalb der Grenzen des *Plessurgebirges* seine eigenen findet.

Aus diesen beiden Tatsachen — wozu noch weitere hier zweckmässig nicht zu erwähnende Gründe kommen — lässt sich gerade das *zentrale Plessurgebirge* ziemlich ungezwungen für sich allein betrachten: eignet sich — ja reizt beinahe — gut zu einer monographischen Behandlung.

Was ist nun der Zweck dieser zweiten Schrift über die Berge der *Plessur?*

Einmal ist meine vorige Arbeit bis zu den erwähnten Grenzen zu vervollständigen. Zum zweiten ist der — nun abgeschlossenen — kartographischen Aufnahme des *Plessurgebirges* der erläuternde Text beizugeben; drittens sind einige stratigraphische Tatsachen neu hinzuzufügen — auch einige Ergebnisse der ersten Arbeit zu verbessern; und last not least handelt es sich um eine ***erneute Darstellung der Tektonik des Plessurgebirges.*** Die Tektonik wird in zwei Abschnitten behandelt werden. In dem ersten werde ich versuchen, die ***Lokaltektonik*** der neu aufgenommenen Gegenden klarzulegen — und zwar im Anschluss an die Resultate meiner ersten Arbeit. In dem zweiten Abschnitt werden die ***Schlussfolgerungen aus den*** Tatsachen der ***Lokaltektonik*** zu ziehen sein. Es wird die Frage zu beantworten sein, wie sich das *Plessurgebirge* in den Bau der umliegenden Gebiete eingliedert, kurz die Tektonik unseres Gebietes soll sub specie regionali betrachtet werden. Und da werden sich allerdings ganz andere Antworten ergeben, als ich sie am Schluss meiner ersten Arbeit gab.

An der Lokaltektonik dagegen, wie sie 1903 dargestellt wurde, werden wesentliche Aenderungen kaum vorzunehmen sein. Gar nicht ändern sich die Profile der ersten Arbeit, da sie nur ganz kurz unter die sichtbare Erdoberfläche geführt wurden und da Luftsättel etc. nur da eingezeichnet sind, wo an dem tatsächlichen, offenkundigen Vorhandensein von Falten etc. kein Zweifel bestehen konnte.

Was nun die „regionale Tektonik“ anbelangt, so sei hier vorwegnehmend nur so viel gesagt: In dieser Arbeit soll versucht werden zu zeigen, dass wir im *Plessurgebirge* drei — vielleicht vier übereinanderliegende, in ihrer Gesamtheit dem „Bündtner Schiefer" aufruhende Decken vor uns zu haben scheinen, die wohl wahrscheinlich von Süden gekommen sind. Kurz und gut, dass sich die Tektonik mit der Hypothese der Schardtschen Ueberfaltung nach Norden einstweilen am besten erklären lässt, dass das *Plessurgebirge*, ähnlich dem *Rhätikon*, bei diesem Erklärungsversuch, die Verbindung herstellt zwischen den Ueberschiebungsdecken der *Schweiz* einerseits und den *Ostalpen* anderseits.

Meine Ansicht, dass die Schollengebiete des *Plessurgebirges* in engerer Verbindung mit der Triasdecke im Osten stehen und dass die letztere anstehend wurzle, habe ich jedenfalls fallen lassen müssen. Verwerfen muss ich also gleichzeitig das komplizierte *Faciesschema*, wie ich es 1903 als sonst einzig mögliche Erklärung der verwickelten Verhältnisse konstruiert habe. Und von der Hand weisen muss ich fernerhin die Versuche zur Erklärung der Tektonik *Bündens* und der *Ostalpen* überhaupt, wie sie 1904 Paulcke unternommen hat.

Als tektonische Einheiten hatte ich 1903 im Plessurgebirge aufgestellt:

1. *Das Schiefervorland,*
2. *Die Aufbruchzone,*
3. *Das Parpaner Zwischenstück,*
4. *Die Strela-Amselfluhfalte.*

Da — wie wir sehen werden — diese tektonischen Einheiten fast ganz genau mit den einzelnen Decken und ihrem Untergrunde zusammenfallen, so wollen wir diese Bezeichnungen als Arbeitsausdrücke einstweilen beibehalten, da sich damit um so leichter, namentlich stratigraphische Erscheinungen und Vorkommnisse erklären lassen, als ich direkt an meine frühere Arbeit anknüpfen kann, auf die ich naturgemäss doch immer zurückgreifen muss, und die für den Leser dieser Arbeit die selbstverständliche Grundlage bildet.

Damit aber diese Arbeit auch als selbständige Erläuterung zur Spezialkarte einigen Wert bekomme, sah ich mich genötigt, die einzelnen Gesteine, die auf der Karte ausgezeichnet sind, noch einmal kurz zu beschreiben. Es handelt sich dabei jeweils nur um ganz kurze, möglichst prägnante Schlagworte; alles Detail ist in der ersten Arbeit zu finden.

Alles zusammengerechnet, um was die Arbeit durch diese vielleicht unnötige Rekapitulation an Umfang gewinnt, ergeben sich kaum zwei bis drei Druckseiten, die aber — wie ich hoffe — genügen, um ihre Brauchbarkeit und leichte Verwendung als Erklärung der Karte wesentlich zu heben.

Auch bei dieser Arbeit habe ich mich wiederum des stets gleichen Interesses und der liebenswürdigen Unterstützung des Herrn Geheimrat Prof. Dr. G. Steinmann zu erfreuen gehabt, der mir auch in liberalster Weise die Räume wie die Bibliothek seines Instituts zu benutzen gestattete. Es ist mir Bedürfnis, ihm an dieser Stelle dafür Dank zu sagen. Ebenso den Herren, die mir durch manche lebhafte Diskussion über den einen oder andern Punkt erst zur wünschenswert präzisierten Klarheit verholfen haben.

III. Für das Plessurgebirge in Betracht gezogene Literatur.

1897. **Ball,** The serpentine and associated rocks of *Davos.* Zürich. Dissertation.

1894. **Bittner,** Ueberschiebungserscheinungen in den Ostalpen, Verh. d. k. k. g. R.-A.

1902. **Blaas,** Geolog. Führer durch *Vorarlberg* und *Tirol.* Innsbruck.

1898. **Bodmer-Beder,** Ueber Olivindiabase aus dem *Plessurgebirge,* Neues Jahrb. Beilg. Bd. XVI, S. 238f.

1895. **Böhm, J.,** Ein Ausflug ins *Plessurgebirge,* Z. d. D. G. G.

1895. **Böse,** Zur Gliederung der Trias im *Berchtesgadener* Lande. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. Stuttgart. Bd. I S. 218.

1895. **Böse,** Weitere Beiträge zur Gliederung der Trias im *Berchtesgadener* und *Salzburger Lande.* Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien. S. 251.

1896. **Böse,** Zur Kenntnis der Schichtenfolge im *Engadin.* Ztschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Berlin. Bd. XLVIII S. 557.

1898. **Böse,** Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen. Ibid. Bd. L S. 468. II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. Ibid. Bd. L S. 695.

1893. **Burckhardt,** Kontaktzone zwischen Kreide und Tertiär am Nordrande der *Schweizeralpen* vom *Bodensee* bis zum *Thunersee.* Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz N. Folge Bd. II.

1884. **Diener,** Die Kalkfalte des Piz *Alv* in *Graubünden.* Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien. S. 313.

1888. **Diener,** Geologische Studien im südwestlichen *Graubünden.* Sitz.-Ber. der Kaiserl. Ak. d. Wiss. Wien. Bd. XCVII Abt. I S. 606.

1891. **Diener,** Der Gebirgsbau der *Westalpen.* Wien.

1904. **Diener,** Nomadisierende Schubmassen in den *Ostalpen.* Zentralblatt f. Min., Geol. und Pal. S. 168 u. 169.

1864. **Dittmar,** Contorta-Zone. München.

1839. **Escher** und **Studer**, Geologie von *Mittelbünden*. Denkschrift d. Naturf. Gesellsch. d. Schweiz.

1853. **Escher** und **Studer**, Geologische Karte der *Schweiz*.

1905. **Frech**, Ueber den Gebirgsbau der *Tiroler Zentralalpen* mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins II. Bd. I. Heft. Innsbruck.

1861. **Gümbel**, Geognostische Beschreibung von Bayern. Gotha. Bd. I.

1887. **Gümbel**, Geologisches aus *Westtirol* und *Unterengadin*. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien. S. 291.

1892. **Gümbel**, Ueber anstehenden Radiolarienjaspis in der *Schweiz*. Neues Jahrb. f. Min. etc. Stuttgart. Bd. II S. 162.

1893. **Gümbel**, Geologische Mitteilungen über die *Mineralquellen* von *St. Moritz* im *Oberengadin* und ihre Nachbarschaft nebst Bemerkungen über das Gebirge bei *Bergün*. Sitz.-Ber. der Mathem.-Phys. Klasse der k. Bayer. Ak. d. Wiss. München. Bd. XXIII Heft I S. 19.

1894. **Gümbel**, Geologie von *Bayern*. Bd. II. Kassel.

1894. **Haug**, L'origine des *Préalpes romandes* et les zones de sédimentation des alpes. Archives, Genève. T. XXXII 154—175.

1897. **Haug**, Le Probleme des *Préalpes*. Revue génerale des Sciences.

1900. **Haug**, Les *Géosynclinaux* et les Aires continentales etc. (Bull. Soc. Géol. France. 3^{e} ser. 28, 617—711.

1891. **Heim**, Beiträge zur geolog. Karte der *Schweiz*, Blatt XIV.

1905. **Heim, Alb.**, Das *Säntisgebirge* (Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz. Neue Folge, XVI. Liefg.

1903. **Hoek**, Das zentrale *Plessurgebirge* (Jahrb. S. A. C. Bd. 38).

1903. **Hoek**, Geologische Untersuchungen im *Plessurgebirge* um *Arosa*. (Berichte der Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B., Bd. XIII.)

1905. **Heim, A.**, Zur Kenntnis der *Glarner* Ueberfaltungsdecken. Vortrag, gehalten den 1. März 1905 in der Deutschen geologischen Gesellschaft in Berlin.

1900. **Hugi**, Klippenregion von *Giswyl*. Denkschr. d. Schw. Naturf. Gesellschaft.

1891. **Imhof**, Itinerar des S. A. C., 1890—91, *Plessurgebirge*.

1904. **Jaccard**, La Région de la Brèche de la Hornfluh *(Préalpes Bernoises)*. (Bull. du Labor. de Géol. etc. Université de Lausanne, No. 5.)

1899. **Jennings**, The Geology of the Davos *District*, Quart. Journ. Geol. Soc. vol. 55.

1877. **Kaufmann**, Kalkstein- und Schiefergebiet von Schwyz und Zug. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz XIV.

1894. **Kilian**, Origine des *Préalpes romandes* et de la région de la Brèche du *Chablais*. C. R. Soc. Géol. France.

1884. **Koch**, Die Abgrenzung und Gliederung der *Selvrettagruppe*. 42 S. 8°. Wien.

1900. **Lorenz**, Monographie des Fläscherberges. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge, X. Lief.

1901. **Lorenz,** Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. Berichte der Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B., Bd. XII 1901 Heft 1.

1895. **Lugeon,** L'origine des *Préalpes romandes.* Archives, Genève.

1895—96. **Lugeon,** La région de la Brèche du Chablais. Bull. serv. Carte Géol. France. T. VII.

1896. **Lugeon,** Les grandes dislocations des alpes de *Savoie.* Archives, Genève.

1901. **Lugeon,** Les grandes nappes de recouvrement des *Alpes du Chablais* et de la *Suisse.* (Bull. Soc. géol. France. 4e ser. 1, 725—875, 1901.)

1895. **Mettier,** Naturgeschichtliches aus *Arosa.* Jahrb. S. A. C. Bd. 30.

1873. **v. Mojsisovics,** Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Der *Rhätikon (Vorarlberg).* Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst. Wien. Bd. XXIII S. 137.

1892. **v. Mojsisovics,** Beiträge zur Altersbestimmung einiger Schiefer und Kalkformationen der östlichen *Schweizer Alpen.* Verhandl. R.-A.

1904. **Paulcke,** Geolog. Beobachtungen im *Antirhätikon.* Berichte der Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B., Bd. XIV, 1904.

1893. **Quereau,** Klippenregion von *Iberg,* Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, XXXI. Lief.

1892. **Renevier und Lugeon,** Géologie du *Chablais* etc. Eclog. geol. helv. III 293f.

1859. **v. Richthofen,** Kalkalpen von *Vorarlberg* und *Nordtirol.* Jahrb. d. k. k. g. R.-A.

1895. **Rothpletz,** Ueber das Alter der Bündner Schiefer. Z. d. D. G. G.

1900. **Rothpletz,** Geologische Alpenforschungen. I. Das Grenzgebiet zwischen den *Ost-* und *Westalpen* und die *rhätische Ueberschiebung.* München.

1902. **Rothpletz,** Das Gebiet der zwei grossen *rhätischen Ueberschiebungen* zwischen Bodensee und dem Engadin (Geolog Führer durch die Alpen). Sammlung geolog. Führer. X, Berlin.

1885. **Rüst,** Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. Palaeontographica. Kassel. Bd. XXXI S. 269.

1893. **Sarasin,** Die Konglomerate und Breccien des Flysch in der *Schweiz.* N. Jahrb. f. Min. etc. Beil. B. 8, S. 180.

1894. **Sarasin,** De l'Origine des Roches exotiques du Flysch (Arch. sc. phys. et nat. Genève 31, 32. 1894).

1893. **Schardt,** Sur l'origine des *Préalpes romandes* (Zone du *Chablais* et du *Stockhorn*). — Arch. sc. phys. et nat. Genève 30. No. 12, 1893.

1890. **Schardt,** Versuch einer Bahnbrechung zur Lösung der Flyschfrage und zur Entdeckung der Herkunft der exotischen Blöcke im Flysch. Act. Soc. helv. nat. Fribourg.

1892. **Schardt,** L'origine des *Préalpes romandes.* C. R. Acad. des Sciences. Paris.

1897. **Schardt,** Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der *Schweizeralpen.* Eclogae geol. helv. V. No. 4.

1898. **Schardt,** Les Regions exotiques du versant nord des *Alpes suisses* etc. Bull. Soc. Voud. Sc. Nat. 34, 113—219, 1898.

1903. **Schiller,** Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. *Lischannagruppe.* Berichte der Naturf. Gesellschaft zu Freiburg i. B., Bd. XIV 1903.

1906. **Schiller,** Geolog. Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. *Piz Lad-Gruppe,* Berichte der Naturf. Gesellschaft z. Freiburg i. B., Bd. XVI.

1843. **Schmidt,** *Vorarlberg* nach den von dem geogr. mont. Verein für Tirol und Vorarlberg veranlassten Begehungen. 8°. Innsbruck.

1906. **v. Seidlitz,** Geologische Untersuchungen im östlichen *Rhätikon.* Beriche der Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B. Bd. XVI.

1895. **Steinmann,** Geologische Beobachtungen in den *Alpen.* 1. Das Alter der Bündner Schiefer. Berichte der Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B., Bd. IX S. 245.

1898. **Steinmann,** Geologische Beobachtungen etc. (II. Fortsetzung und Schluss). Ebd. Bd. X S. 215.

1905. **Steinmann,** Geologische Beobachtungen in den *Alpen.* II. Teil. Die SCHARDTsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Berichte der Naturf. Gesellschaft zu Freiburg i. B., Bd. XIII, 1905, S. 18—66.

1837. **Studer,** Die Gebirgsmassen zwischen *Chur* und *Davos,* Bd. I der Denkschrift f. d. schw. naturf. Gesellsch.

1851. **Studer,** Geologie der *Schweiz.* Bd. I. Bern und Zürich.

1904. **Suess,** Sur la nature des charriages. Compt. rend. Ac. Sc. Paris 139, 714—716, 1904.

1875. **Suess,** Die Entstehung der *Alpen.* Wien.

1904. **Suess,** Ueber das *Inntal* b. *Nauders.* Sitzungsb. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien. Bd. CXIV Abt. I. Okt. 1905.

1891. **Tarnuzzer,** Der geologische Bau der *Rhätikongebirges,* Jahrb. d. naturf. Gesellsch. Graubündens, Bd. XXXV.

1893. **Tarnuzzer,** „Wanderungen in der *Bündner* Trias“, Jahrb. d. naturf. Gesellsch. Graubündens, Bd. XXXVI.

1904. **Tarnuzzer,** Geolog. Verhältnisse d. *Albulatunnels.* 46. Jahresber. d. naturf. Gesellsch. Graubündens.

1903. **Termier,** Les Alpes entre le *Brenner* et la *Valteline.* Bull. Soc. géol. d. France. IV. Ser. T. 5 p. 209—289.

1904. **Termier,** Les Nappes des *Alpes Orientales* et la Synthèse des *Alpes.* Bull. Soc. géol. France. 4e. Ser. 3, 711—765.

1904. **Termier,** Sur la structure génerale des *Alpes* du *Tyrol* à l'ouest de la voie ferrée du *Brenner.* C. R. Ac. Sc. t. CXXXIX 1904, p. 754.

1876. **Ziegler,** Ueber das Verhältnis der Topographie zur Geologie. Zürich. (Darin enthalten: Theobalds Geologische Karte der Schweiz, Blatt XV. 1 : 150 000.)

1860. **Theobald,** Zur Kenntnis des Bündner Schiefers, Jahrb. d. naturf. Gesellsch. Graubündens. Chur 1860.

1862. **Theobald,** Naturbilder aus den rhätischen Alpen. Chur.

1863. **Theobald,** Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge *Graubündens.* Neuenburg 1863.

1864. **Theobald,** Beiträge zur geologischen Karte der *Schweiz,* Blatt XV (Davos und Martinsbruck).

1864. **Theobald,** Geologische Beschreibung *Graubündens.*

1899. **Tobler,** Vorläufige Mitteilungen über die Geologie der Klippen am *Vierwaldstättersee.* Eclog. geol. Helvetiae 6. No. 1, 7—14.

1879. **Vacek,** Ueber *Vorarlberger* Kreide. Jahrb. geol. Reichsanst. XXIX S. 724.

1902. **Wähner,** Das *Sonnwend-Gebirge* — ein Typus alpinen Gebirgsbaues. Leipzig und Wien.

1875. **Waltenberger,** Die *Rhätikonkette, Lechthaler* und *Vorarlberger Alpen.* Ergänzungsh. 40 z. Petermanns geogr. Mitteil. 1875.

1906. **Zöppritz,** Geolog. Untersuchungen im Oberengadin zwischen *Albulapass* und *Livigno,* Berichte der Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B., Bd. XVI.

IV. Stratigraphische Erläuterungen zur Karte.

Kristalline Gesteine. Sie sind auf der Karte nicht im einzelnen durch Farben unterschieden.

Folgende Gesteine kenne ich aus dem zentralen *Plessurgebirge*:

Granitit: Ein schönes, frisches, rötliches Gestein, immer sehr feinkörnig. Die Grösse der einzelnen Kristallindividuen 4—5 mm im Durchschnitt nicht überschreitend. Das schönste Vorkommen an der Nordostseite des *Aelplihornes.*

Augengneiss: Ein porphyrisch ausgebildeter Granit, mit grossen parallelgeordneten Einsprenglingen von gerundeten Feldspäten. In schönster Ausbildung auch wieder am *Aelplihorn,* und dann unterhalb des *Sanatoriums Arosa,* an der Strasse, die von *Ausser-* nach *Inner-Arosa* führt.

Hornblendeschiefer: — früherer Diorit? — Manchmal grobkörnige Aggregate von Hornblendekristallen bis zu mehreren Millimeter Länge; ein schwarzgrünes, stark glänzendes Gestein. — Manchmal sehr feine Aggregate kurzer Kristallnadeln zu einem dichten, fast schwarzen Gestein verwachsen. Die Schieferung der gröberen Abänderung undeutlicher, die der feineren sehr ausgesprochen. Das Gestein ist häufig durchsetzt von vertikalen Klüften, wodurch es dann in einzelne oft regelmässige Blöcke zerfällt. Wieder ist es das *Aelplihorn*, das uns die besten Aufschlüsse liefert, dann die basalen Teile des *Arosaer Rothornes*.

Glimmerschiefer: Ein graulich, graugrünlich, braun, braungrün bis grünliches Gestein; in der Regel stark glänzend und leicht angreifbar von der Verwitterung. Zusammenhängende Lagen sericitischen Materials wechseln mit mehr oder weniger zusammenhängenden Quarzlagen in dünnen Blättern. Oft parallel der Schieferung angeordnete Quarzknoten. Vorkommen: In grösseren Mengen am *Arosaer Rothorn*, *Parpaner Rothorn*, *P. 2900*. Dann fast überall in der Aufbruchzone in bald grösseren, bald kleineren Partien.

Der Glimmerschiefer zeigt eigentlich alle Uebergänge zu dem Gestein, das man als Gneiss bezeichnen muss. Ein kristalliner Schiefer, der bekannten wechselnden Zusammensetzung, der im *Plessurgebirge* eine weite Verbreitung besitzt. Gewöhnlich ein ziemlich gleichartiges Gemenge von Quarz, Feldspat und Glimmer. Auf den einzelnen Lagen reiche Glimmerausscheidungen. Die Schichten sind mässig dick, stets stark gepresst und gefaltet.

Als Stellen typischen Vorkommens erwähne ich hier nur die Region unterhalb des *Arosaer Untersees*, sowie die Berghänge westlich der *Mädrigerfluh* und den Talkessel von *Sanaspans*.

Ausser an den bereits genannten Lokalitäten treten kristalline Gesteine an folgenden Orten auf:

1. In dem ganzen weiten Talkessel von *Sanaspans*, am Südabhang des *Parpaner Rothornes*, am Südwestabhang des *Arosaer Rothornes*, an den Westabstürzen des *P. Naira* und *P. Miez*, auf der Kammlinie *Parpaner Rothorn* über *Foil Cotschen* gegen das *Culmet*.

Als allmählich schmäler werdende Masse, schliesslich als Streifen zwischen Dolomiten ziehen kristalline Gesteine durch den Westabhang des *Lenzerhornes* zwischen 2250 und 2400 m Höhe, bis sie etwas oberhalb *P. 2150* auskeilen.

Im Norden dieser grossen Masse (*Rothörner* etc.) finden wir mehr Hornblendeschiefer, im Süden (*Lenzerhorn*) mehr Glimmerschiefer.

Besonders da, wo der Streifen am *Lenzerhorn* sich ausdünnt, sowie unter dem Dolomit des *P. Miez* ist er sehr sericitisch und zeigt Zeichen starker Pressung.

2. Zweitens treten kristalline Gesteine dann noch fernerhin auf in der „*Aufbruchzone*“, fast stets in streifenförmiger Ge-

stalt von ausnahmslos kurzer Ausdehnung, wie ja fast alle Gesteine dieser Zone. Besonders genannt sei hier das *Parpaner Schwarzhorn*. Der Rücken, der von diesem Berge nach dem „F“ des Wortes *Finensch* hinabzieht, besteht fast ganz aus kristallinem Material. Ebenso treten mehrere Flecken kristalliner Gesteine auf in dem Grate, der vom *Parpaner Schwarzhorn* in nordwestlicher Richtung zum *Gürgaletsch* hinabzieht.

In der ganzen Aufbruchzone treffen wir hauptsächlich Gneisse und Augengneisse, die aber stets ausserordentlich verquetscht und oft bis zur Unkenntlichkeit durch Druck zermürbt sind.

Ein ganz anderes kristallines Gestein findet sich lose (als Blöcke bis zu $^1/_2$ m Durchmesser) in grossen Mengen am Fusse der langen Felswand, die sich von der *Thälifluh* als nur gelegentlich geschartete Mauer zum *Parpaner Schwarzhorn* hinzieht.

Es ist ein ziemlich grobkörniger Granit aus Feldspat, Quarz und Biotit zusammengesetzt. Da die Feldspäte durchweg grün sind und der Biotit zu Chlorit und Eisenerz zersetzt ist, so sieht das ganze Gestein grün aus. Es ähnelt ausserordentlich dem bekannten Juliergranit. Besonders zwischen Alp *Foppa* und *Brügger Berg* sind die Blöcke so häufig, dass man meint, das Gestein müsste oben anstehen.

Von oben stammt das Material allerdings — aber die Granitblöcke sind nur die riesigen Komponenten einer sehr groben Breccie, auf die wir weiter unten zu sprechen kommen werden.

Casannaschiefer ein zweifellos paläozoischer, stark gepresster, dunkler, stets kalkfreier Schiefer von sonst nicht wechselndem Habitus.

„Es ist schwer, eine zutreffende Beschreibung dieses Gesteines zu geben, die für grössere Entfernungen Gültigkeit hätte. Manchmal trifft man gefaltete Gesteine, die so kristallin sind, dass man sie als feinkörnige Gneisse ansprechen möchte, manchmal sind es dünne, schwarze, schalige Schiefer von altem Habitus. Das vorherrschende Gestein ist ein Glimmerschiefer mit deutlich graphitischen Lagen und oft grossen Mengen gelben Eisenoxydhydrates“ (Jennings).

In dem neu aufgenommenen Gebiete habe ich Casannaschiefer nirgends mehr gefunden. Es bleibt also als einziges Vorkommen im *Plessurgebirge* der kleine Fleck beim *Hotel Zürcr* in *Arosa*. Dieses minimale Vorkommnis habe ich auf der Karte vernachlässigt und erwähne es nur hier im Text.

Kristalline Breccie. Beschreibung: Die Komponenten dieses Gesteines sind: Heller, weisser Glimmerschiefer, feinkörniger, normaler Granit, wenig Aplit, Gneiss, sowie Hornblendeschiefer in ziemlich bedeutender Menge. Ein Zement fehlt. Blöcke von Sandkorn- bis Kopfgrösse sind wild durcheinandergemengt und zusammengeschweisst (cf. JENNINGS, Geology of the *Davos-district*).

Auch dieses eigenartige Gestein kommt in dem westlichen und südlichen Teile des *Plessurgebirges* allem Anschein nach nicht vor.

Schon 1903 äusserte ich die Vermutung, dass dieses problematische Gestein möglicherweise Verrucano sein könnte. Diese Vermutung hat sich inzwischen beinahe zur Gewissheit verdichtet, nachdem ich in den *Freiburger Alpen* einerseits und im *Glarner Land* bei *Brigels* anderseits Gesteine gesehen habe, die von der kristallinen Breccie kaum unterscheidbar sind — ihre Komponenten sind naturgemäss nicht genau dieselben! — und die alle wünschenswerten Uebergänge und Zwischenstufen zu typischem Verrucano zeigen. Vielleicht ist die kristalline Breccie, die zwischen *Klosters* und *Davos* ja grosse Ausdehnung gewinnt, die tiefste Schicht des Verrucano in *Bünden*, sein Basalkonglomerat. Die einzige Stelle des Auftretens im *Plessurgebirge*, bei dem Worte „*Wäng*", nördlich von *P. 2305*, westlich des *Schwellisees* auf der Siegfriedkarte, ist auf der geologischen Karte deswegen als Verrucano ausgezeichnet worden.

Verrucano. Als ältestes, dem Alter nach sicher bestimmbares Gestein, treffen wir im *Plessurgebirge* den Verrucano.

Drei Gesteine sind dem Verrucano eigentümlich:

1. Ein fein- bis grobkörniger, weisser bis trübroter Sandstein, wie schon gesagt von dem Habitus der Sandsteine des Rotliegenden. Das Gestein fast ausschliesslich bestehend aus Porphyrbruchstücken und Porphyrtuffragmenten. So in der Depression des *Alteiner Tiefenberges* und auf der ganzen langen etwas vertieften Linie zwischen der östlichen und westlichen Bergreihe der *Strela-Amselfluhkette.*

2. Darüber folgt, in wechselnder Mächtigkeit, aber 10—15 m wohl nie überschreitend, ein auffallender, roter Schiefer. Da er die obere Abteilung des Verrucano bildet, so gibt er sich auch schon dadurch als gleichstehend zu erkennen mit dem ganz gleichen roten Schieferton des Rotliegenden. Dieses trüb dunkelschwarzrote Gestein ist auf den ersten Blick verwechselbar mit dem (im westlichen Aufbruchsgebiet weit verbreiteten) roten Radiolarit des Malm, unterscheidet sich von ihm aber doch wesentlich einmal durch

seine vollständige Fossilfreiheit, dann durch seine leichtere Verwitterbarkeit und bei weitem geringeren Härte und schliesslich durch seine viel ausgesprochenere blätterige Schieferung.

3. Eingeschaltet in den Verrucanosandstein finden wir oft mächtige Massen von Quarzporphyr und seinen Tuffen. „Es ist Feldsteinporphyr, an ähnliche Erscheinungen im deutschen Rotliegenden erinnernd. Es erheben sich die Porphyrspitzen am *Kummerhubel* bis 2599 m. Die in eine amorphe, grünlichgraue oder rötliche Grundmasse eingebetteten grünlichen oder rötlichen Feldspatkristalle erheben sich selten zu vollkommener Regelmässigkeit und erscheinen nicht so gross als in dem analogen deutschen Porphyr, doch ist das Gestein nicht wohl zu verkennen“ (THEOBALD).

Mächtige, gewöhnlich gerundete Berge bildet dieser Porphyr, so den *Schafsgrind*, *Kummerhubel*, *Sandhubel* usw., usw., fast immer durch seine grusartigen Verwitterungsprodukte den Bergen ein charakteristisches Aussehen verleihend. Wo immer wir den Verrucano in normaler Lagerung treffen, ist sein Liegendes Gneiss oder Granit, sein Hangendes ist gebildet von typischen Triasgesteinen. Verrucano und Buntsandstein scheinen sich im *Plessurgebirge* auszuschliessen. In der *Aufbruchzone* finden wir — allerdings nur selten! — Buntsandsteine, aber nirgends Verrucano (abgesehen von der kristallinen Breccie, die nur an einer Stelle bekannt ist, und einem losen Stück am Fuss des Tschirpen).

In der *„Zone ostalpiner Gesteine“*, der *Strela-Amselfluh-Lenzerhornkette* ist überall eine normale Schichtfolge vorhanden unter Ausschluss des Buntsandsteins.

Wir treffen — abgesehen von lokalen Ausquetschungen — folgende Schichtsteine: Kössner, Hauptdolomit, Wetterstein, Muschelkalk, Rauhwacke, Verrucano, kristalline Gesteine.

So wenig wie früher ist es mir in den nun bearbeiteten Teilen der *Aufbruchzone* und des *„Parpaner Zwischenstückes“* gelungen, Verrucano aufzufinden. Dagegen nimmt er grossen Raum ein in dem nun kartierten Stück der *Strela-Amselfluh-Lenzerhornfalte*. Die Fortsetzung des Verrucanozuges, der durch den *Alteiner Tiefenberg* zieht, geht hier über die Gipfel des *Piz Musch* und *Lenzerhornes*. Während der Verrucanozug ungestört in derselben Nordost- bis Südwestrichtung weiter zieht, ändert sich das orographische Streichen der Berge. Die östliche Begrenzung des *Alteiner Tiefenberges*, die Kette *Amselfluh-Valbellahorn-Guggernell*, findet ein Ende. Die westliche Begrenzung biegt beim *Erzhorn* nach Süden um; dadurch kommt das orographische Streichen im Winkel zum Streichen des Verrucano. Dieser bildet die Gipfel des *P. Musch*, *Lenzerhorn*, *Culmet* und ebenso die Abhänge der Alpregion gegen das *Landwasser* und gewinnt so eine grosse Oberflächenausdehnung.

Wir kennen ihn hier als Kern einer aufgebrochenen Mulde. Ferner kommt er in kleinerem Massstabe zum Vorschein am Nordwestgrat des *Lenzerhornes*, südlich der *Alp Sanaspans* zwischen kristallinem Grundgebirge und Hauptdolomit, ebenso eine ganz kleine Partie am Südabsturz des *P. Miez* in ganz gleicher Lagerung. Der Verrucano auf dem Gipfel des *Lenzerhornes*, ferner auf dem ganzen Grate zum *P. Musch*, sowie auf diesem Berge zeigt ein etwas anderes Aussehen als sonst in der *Strelakette*. Es ist ein sandiges, gelbes, quadrig zerfallendes, wenn gepresst fast quarzitisches Gestein, das alle Uebergänge zeigt zu dem normalen gesprenkelten, trübroten Verrucano. Man wird beinahe erinnert an manche Buntsandsteinvorkommnisse, jedoch nicht an Werfener Sandstein, — auch fehlen diesem Gestein stets die auffallenden Milchquarzgerölle.

Der Verrucano auf dem Nordwestgrat des *Lenzerhornes* ist der gewöhnliche „normale“ Verrucano.

Der rote Schiefer, dem roten Tonschiefer des Rotliegenden so ähnlich, der fast stets in den höheren Lagen des Verrucano in dem nördlichen Teile des ganzen Zuges zu finden ist, scheint hier zu fehlen.

Ebensowenig habe ich südwestlich des *Sandhubels* noch Porphyrdurchbrüche nachweisen können.

Jedoch bleibt zu bedenken, dass der Verrucano gegen *Surava*, *Alveneu* und *Schmitten* herunter fast ausschliesslich die Gehänge bildet und dass hier sehr wohl unter der üppigen Vegetationsdecke und deren massenhaften Moränen und Gebirgsschutt noch Porphyrflecke versteckt liegen können.

Buntsandstein: fehlt wie im Norden so auch im Süden der Zone *„Normaler Faltung“*. Fehlt auch in dem neu untersuchten Stück der *„Aufbruchzone“*; sein Vorkommnis bleibt also auf die wenigen Stellen zwischen *Arosaer Weisshorn*, *Brüggerhorn*, *Maran*, *Arosa* beschränkt.

Gelbliche bis rötliche, typische Sandsteine von schwach wechselnder Korngrösse. Milchquarzgerölle sind häufig, schwarze Quarzgerölle dagegen sehr selten; die Gerölle steigen nicht über

Nussgrösse. Durch Pressung resultiert aus dem Buntsandstein ein fast rein weisser Quarzit, der nur durch seinen kontinuierlichen Zusammenhang mit typischem Buntsandstein seine wahre Natur zu erkennen gibt. Wenn mir über die Stellung dieses Sandsteines überhaupt noch Zweifel blieben, so sind dieselben durch den Besuch mehrerer Lokalitäten, die typische „Werfener Schichten“ zeigen, endgültig zerstreut worden.

Die untere Rauhwacke: Sie begleitet durch den ganzen *Alteiner Tiefenberg* den Verrucano als Streifen einmal im Liegenden und einmal im Hangenden. Da — wie schon gesagt — weiter westlich in der *Lenzerhorngruppe* der Verrucano gipfelbildend auftritt, so finden wir die untere Rauhwacke nur noch im Liegenden der *Strelafalte*. Sie zieht als Streifen unter dem Verrucano durch die nordwestlich gerichteten Steilwände des *Culmet*, des *P. Musch* und *Lenzerhorns*, geht bei etwa 2500 m über den Nordwestgrat des letzteren Berges und zieht südwärts durch die Westabstürze des *P. Linard*. Die Verbindung dieses Streifens mit den an den östlichen Abhängen der *Leidfluh* ist durch Moränen und Bergschutt verborgen. Diese Verbindung musste etwa über die *Furcletta* und *Alp Ramoz* laufen.

Ebenso wie dem östlichen Teile der *Aufbruchzone* und des *Parpaner Zwischenstückes* fehlt sie auch dem westlichen.

Bemerkenswert wäre immerhin noch, dass die Rauhwacke ihr Aussehen zusammen mit dem Verrucano etwas ändert. Dort wo am *P. Musch*, *Lenzerhorn* der Verrucano sandiger wird mit vorherrschend gelblicher Farbe, wird auch die Rauhwacke etwas sandiger und heller. Vor allem fehlen hier auch die Fetzen weinroten Verrucanos und roten Schiefers, den die Rauhwacke sonst in der *Strelafalte* gewöhnlich enthält. Ihre Mächtigkeit ist auch hier im Westen, am Lenzerhorn, ziemlichen Schwankungen unterworfen, jedoch innerhalb Grenzen von 1—15 m.

Die normale Ausbildung der Rauhwacke im *Plessurgebirge* zeigt uns das bekannte Bild dieses Gesteines: es ist gelblich mit dolomitischen Lagen und etwas brecciös, und zeigt alle Uebergänge zu einem grosszelligen, schwammigen Gestein.

Die basale Lage der Rauhwacke enthält oft Bruchstücke des Verrucanoporphyrs, des Verrucanosandsteines, sowie Fetzen des dunkelroten Verrucanotones. Die Mächtigkeit ist im allgemeinen recht variabel, sie steigt nirgends über 40 m, sinkt aber oft bis auf wenige Zentimeter. Oft setzt auch die Rauhwacke ganz aus, doch spielen namentlich bei den Ausdünnungen tektonische Vorgänge eine grosse Rolle.

Als doppelte, schmale Zone zieht die Rauhwacke unter und über dem Verrucano durch die *ganze Strela-Amselfluh-Lenzerhornfalte*. Besonders wo — im Bereich des *Alteiner Tiefenberges* — die ruhigste und gleichförmigste Lagerung vorhanden ist, wo auch der aufsteigende Schenkel der Antiklinale noch nicht verschwunden ist, treffen wir die Rauhwacke ganz regelmässig als etwa 20 m mächtige Schicht.

Im Gebiet des *Lenzerhornes*, wo grössere Störungen, Ausquetschungen etc. auftreten, sehen wir dann auch das Auftreten der Rauhwacke bedeutend unregelmässiger werden. Manchmal setzt sie ganz aus um an andern Orten über die normale Mächtigkeit anzuschwellen. Im ganzen Gebiet der *Aufbruchzone* kenne ich die Rauhwacke nicht.

Der Muschelkalk: Mutatis mutandis lässt sich von seiner Verbreitung in den neu kartierten Gebirgsstücken dasselbe sagen wie von der Rauhwacke.

In der ganzen *Strelakette* folgt er über — oder, in verkehrter Lagerung, unter — der Rauhwacke als durchgehendes Band. So auch am *P. Musch* und *Lenzerhorn*, wo er in verkehrter Lagerung unter der Rauhwacke erscheint. Ebenso wie z. B. an der *Amselfluh*, haben wir am *Lenzerhorn* ein lokales Anschwellen der Mächtigkeit, die hier etwa 80 m betragen mag.

Der Muschelkalk ist ein harter, schwarzer, unter dem Hammer klingender Kalk, der nur gelegentlich etwas dolomitisch wird. Seine Schichtung in ca. 40 cm dicken Bänken ist ausserordentlich regelmässig. Eigenartig wurmförmig gewundene Wülste treten manchmal auf den Schichtflächen auf und besonders auf angewitterten Stücken sind oft schwarze Hornsteinknauer sichtbar.

Von dem dunklen Gesteinsuntergrund heben sich deutlich rundliche Hohlräume ab, da sie meist mit weissen Calcitkriställchen gefüllt sind. Sie geben dem Gestein oft ein charakteristisches gesprenkeltes Aussehen.

Typisch sind fernerhin noch häufige, leider stets unbestimmbare Bivalvenquerschnitte und vereinzelte Stielglieder von Encrinus (liliiformis?).

Lokal kann der Muschelkalk auch wohl mal kalkig-mergelig werden und bildet dann schwarze, stark zerbröckelnde, fast schiefrig aussehende Halden und Wände, die man an und für sich, besonders bei dem Fehlen aller Fossilien, leicht für Partnachschiefer halten könnte. So namentlich am Fusse der *Amselfluh* und von da südwestlich streichend bis in die Wände des *Gugernell.*

Wettersteindolomit: Nimmt auch in den südlichen Teilen des *Plessurgebirges* einen grossen Raum ein.

Die Fortsetzung des Wettersteinzuges nach Westen vom *Schiesshorn* über die *Leidfluh* ist zunächst — im Kessel der *Alp Ramoz* — verborgen, oder kommt nur an einigen wenigen Stellen zum Vorschein. Zusammenhängend kommt er dann wieder am *Culmet* heraus und zieht unter dem Muschelkalkstreifen durch die Steilwände des *P. Musch* und des *Lenzerhornes*, überschreitet dessen Nordwestgrat und zieht parallel mit dem Verbindungsgrat *Lenzerhorn-P. Linard* nach Süden.

Die liegende Falte des *Alteiner Tiefenberges* richtet sich — wie im I. Teil dieser Arbeit gezeigt — wieder auf in der Kette *Aelpliseehorn-Erzhorn.*

In den nordwestlich schauenden Steilwänden dieser Berge kommt der Wettersteindolomit wieder zu Tage — jedoch nur als wenig mächtiger Streifen. Dieser dünne Streifen zieht zur Kammhöhe empor zwischen *Erzhorn* und *Aroser Rothorn*, verschwindet hier streckenweise ganz — so dass Hauptdolomit direkt auf Kristallinem liegt — und setzt erst weiter südwestlich im Verlauf des Streichens wieder ein. Er beginnt als schmaler Streifen am *P. Naira* — schwillt dann ein wenig an — wie überhaupt hier die Sedimentfolge wieder vollständiger wird (am *P. Miez* kommt auch wieder Verrucano des aufsteigenden Schenkels zum Vorschein!!).

Der Wettersteindolomit streicht weiter nach Südwesten — vom Kristallinen nur durch einen dünnen Verrucanostreifen getrennt — durch die westliche Steilwand des *P. Miez.* Die Fortsetzung ist der Beobachtung streckenweise durch den Bergschutt in dem Kessel von *Sanaspans* entzogen. Wir treffen ihn wieder auf Verrucano am Nordwestgrat des *Lenzerhornes.* Mit dem Ausdünnen des Verrucano und des Kristallinen verdünnt sich auch der Wettersteinstreifen und verschwindet schliesslich ganz in den Südwesthängen des *Lenzerhornes.*

Die genaueren Grenzen zwischen Wetterstein und Hauptdolomit sind namentlich am *Lenzerhorn* zum Teil sehr schwer zu ziehen. Die Gesteine sehen sich ja überhaupt zum Verzweifeln ähnlich. Zumal wenn sie — wie hier — ziemlich starken Fältelungen, Verruschelungen und Pressungen ausgesetzt gewesen sind, ist es oft ganz unmöglich im Einzelfalle zu unterscheiden, ob man Wetterstein oder Hauptdolomit vor sich hat.

Besonders aus einiger Entfernung lassen sich die beiden aber relativ besser von einander scheiden, wenn man ganze grosse Felswände mit einem Blick überschauen kann, da Unterschiede in der Schichtung vorhanden sind. Für die Abstürze und Gehänge des *Lenzerhornes* gibt es aber leider keinen Standpunkt, von dem aus man sie aus wünschenswerter Entfernung überblicken könnte.

Der Kalkgehalt dieses Gesteines ist oft so gross, dass man über die Bezeichnung zweifelhaft sein kann. Die Bergwände, die diesem Horizonte zugehören, sind aufgebaut aus einer mächtigen Folge von gelblichen, gut geschichteten, bald mehr bald weniger dolomitischen, auch wohl mal fast ganz kalkigen, schwachklüftigen Bänken bis zur Dicke von etwa zwei Metern. Soweit sich in diesem, ja arg gestörten, Gebiete die primäre Mächtigkeit einigermassen sicher feststellen lässt, schätze ich den Wetterstein auf ca. 250—350 m.

Ob in der *„Aufbruchzone“* nur Hauptdolomit oder auch Wettersteindolomit anzutreffen ist, lässt sich bei den stets kleineren Vorkommnissen — klein im Verhältnis zur normalen Mächtigkeit — und den starken tektonischen Störungen der Gesteine dieser Zone, nicht sicher bestimmen; so bestimmt, wie seinerzeit in meiner ersten Arbeit über das *Plessurgebirge*, möchte ich jedenfalls nicht mehr behaupten, dass der Wettersteindolomit dort fehlt.

Kurz muss schliesslich hier noch der „Lithodendron“bank Erwähnung getan werden, da sie von manchen Autoren für rhätisch gehalten wurde. Die mäandrisch gewundene Struktur dieses koralligenen Gesteines, das noch deutlich seinen Ursprung erkennen lässt, tritt hauptsächlich auf den Schichtflächen hervor. Deswegen findet man zwar häufig lose Stücke, aber es ist schwer, das Anstehende zu bekommen. Im *Plessurgebirge* kann ich diese Lithodendronbank mit aller Bestimmtheit in den Wetterstein stellen. Uebrigens erwähnt auch Wähner („Sonnwendgebirge“) lithodendronartige Korallen im Wetterstein und bei einer Exkursion in die *Freiburger Alpen* gelang es Prof. Steinmann an der Nordseite des *Rublis* ebenfalls in sicherem Wetterstein die Lithodendronbank wieder aufzufinden.

Raibler. In der ganzen Kette vom *Strelapass* bis zur *Amselfluh* und *Gürgaletsch-Leidfluh* hatte ich als Gesetz gefunden, dass unmittelbar auf den Wetterstein der Hauptdolomit folgt. Dies bestätigte sich auch in der Fortsetzung dieser Zone in der *Lenzerhorn*gruppe. Da auch in der *Aufbruchzone* der Raibler nicht nachgewiesen werden konnte, so waren neue Fundpunkte nur in einer etwaigen Fortsetzung des *Parpaner Zwischenstückes* zu erwarten. Diese Fortsetzung findet sich — wie im lokaltektonischen Teile auszuführen sein wird — in der Westwand des *Lenzerhornes* und des *Culmet*, nördlich der *Ova da Sanaspans*. Hier im Süden keilt sie dann allmählich aus — überhaupt ist sie bedeutend reduziert gegen das *Parpaner Weisshorn*. A priori hatte ich wenig Aussicht, in diesem schmalen Streifen die Raibler Rauhwacken aufzufinden. Jedoch gelang es nördlich der *Ova da Sanaspans* in der Wand des *Culmet*, und zwar in genau derselben Lagerung wie am *Parpaner Weisshorn*, d. h. über Rhät und unter Dolomit — also als Basis einer Schuppe. Den Rauhwackenstreifen unter dem unteren Hauptdolomit — der das normale Liegende des Rhät ist — habe ich nicht finden können. Der Raibler ist hier typisch dasselbe Gestein wie am *Parpaner Weisshorn:* eine grobzellige Rauhwacke, ohne irgend eine Spur von Gesteinen, die dem Verrucano entstammen könnten.

Wo der Raibler Horizont sicher nachweisbar ist, sehen wir ihn als zelliges, poröses, typisches Rauhwackengestein von nur geringer Mächtigkeit (2 m wohl kaum je überschreitend).

Abgesehen von der ständigen Verknüpfung mit Hauptdolomit ist diese Rauhwacke von der älteren auch lithologisch wohl unterschieden insofern, als ihr einmal die dem Untergrund entstammenden Bruchstückchen vom Verrucanogestein fehlen, sodann durch ihre geringere Mächtigkeit und dem fehlenden der Zwischenlagen gelblichen kompakten Dolomites und schliesslich durch ihre etwas grobzelligere Struktur.

Wie schon gesagt, fehlt diese Rauhwacke der *Strela-Amselfluh-Lenzerhornfalte*. Vielleicht aber ist ihr Aequivalent zu suchen in Form der basalen Breccie, die häufig unter dem Hauptdolomit zu finden ist. Näheres über diese Breccie ist beim „Hauptdolomit“ nachzulesen.

Hauptdolomit. Die breite, gedoppelte Hauptdolomitzone des *Welschtobel* setzt weiter nach Südwesten fort; wir finden den Hauptdolomit wieder zwischen *P. Naira* und *Culmet*, ferner in der unteren Hälfte der Nordwand des *Lenzerhornes*, weiter als Bestandteil des Grates zwischen *Punkt 2497* und *Lenzerhorn*gipfel, von wo aus der Dolomitzug südlich zieht.

Auf dieser ganzen Strecke liegt der Hauptdolomit offenbar gedoppelt — als Muldenkern — vor uns, denn stets ist er im Osten von Wetterstein überlagert und im Westen von Wetterstein unterlagert. Nur eine kurze Strecke macht davon eine Ausnahme, das ist der Gipfel des *Aroser Rothornes*, wo der Hauptdolomit direkt dem Kristallinen aufliegt. Dieses Verhältnis erleidet erst im Süden des *Lenzerhornes* eine Aenderung, wo der Wetterstein endgültig als Unterlage verschwindet und der obere Hauptdolomit des *Lenzerhornes* ohne Zwischenlage auf dem Hauptdolomit der südlichen Fortsetzung des *Parpaner Zwischenstückes* liegt.

Mit dem Auftreten des Hauptdolomites in dem westlichen Teile der *Aufbruchzone* steht es ganz ähnlich, wie mit dem in der östlichen, früher bearbeiteten Hälfte. Auch hier tritt an vielen Stellen Hauptdolomit zu Tage, als kurze, wenig mächtige, bald auskeilende Schichten und Schollen und im Kontakt mit allen möglichen Gesteinen der *Aufbruchzone.*

Aehnlich wie das Keil- oder *Zwischenstück* des *Parpaner Weisshornes* nach Osten sich verschmälert und schliesslich aufhört, scheint dies gegen Westen zu der Fall zu sein, wenn auch hier ein wirkliches Aufhören nicht zu konstatieren ist. Beide Dolomitschuppen des *Parpaner Weisshornes* finden sich wieder in der Steilwand, die westwärts schauend von *Foil-Cotschen* über *Ova da Sanaspans* nach *Scasaloirs* zieht.

Die Lagerung ist hier zum Teil genau dieselbe wie am *Parpaner Weisshorn,* d. h. der Hauptdolomit liegt auf Rauhwacken des Raibler und unter Rhät. Zum Teil sind aber auch die wenig mächtigen Zwischenschichten ausgequetscht — bald der Raiblerhorizont, bald das Rhät — (ganz wie z. B. am *Tschirpen!*), so dass der Hauptdolomit direkt auf Hauptdolomit liegt und beide Gruppen zusammen — genau wie bei der Clus! — wieder vom Hauptdolomit der *Strelafalte* überlagert werden.

Der Hauptdolomit im *Plessur*gebirge ist das in den Ostalpen allgemein wohlbekannte Gestein: Er ist hell bis dunkelgrau, beim Anschlagen schwach zuckerkörnig, von weisslichem Verwitterungsstaub bedeckt, von zahlreichen Calcitadern durchzogen und zerfällt leicht in eckige Bruchstücke. Seine Mächtigkeit schätze ich in normalen Profilen auf 200—300 m.

Die Basis des Hauptdolomits in der *Strela-Amselfluh-Lenzerhornkette* ist häufig eine sehr scharfkantige Breccie, die nur aus Dolomitmaterial besteht und wieder durch Dolomitcement verkittet ist.

Diese Breccie, die nicht ganz lückenlos ist, sondern manchmal ein etwas löcheriges Gefüge hat und die 2 m Mächtigkeit wohl nie überschreitet, die auch nicht ständig zu treffen ist, darf vielleicht als Äquivalent der Rauhwacke des Raibler im *Zwischenstück* angesehen werden. Diese basale Breccienlage halte ich für eine Brandungsbreccie, ebenso wie die andern dünnen Breccienlagen, die gelegentlich und in stratigraphisch verschiedener Höhe im Dolomit zu treffen sind, die aber selten weite horizontale Verbreitung besitzen. Bei einem ausgesprochenen Riffgestein kann uns das gelegentliche Vorkommen von Breccienlagen ja auch nicht weiter wundernehmen, muss eigentlich als selbstverständlich postuliert werden.

Diese Breccienbänke sind in ihrem Aussehen — aber nicht in ihrem Material — wohl unterschieden von den häufigen, kleinen Partien der Zertrümmerungs- und Reibungsbreccie, wie sie hie und da, namentlich an der Basis oder als direktes Liegendes der Dolomitschollen, in der *Aufbruchzone* beobachtbar sind.

Zum Schluss sei noch erwähnt, dass der Hauptdolomit (zusammen mit dem Wetterstein) als schwer zerstörbares, häufiges Gestein einen Hauptanteil ausmacht an dem Material aller jüngeren Breccien, besonders der zeitlich nächsten: der Breccie an der Basis des Lias in Adnether Facies und der Liasbreccie.

Rhät. Tritt im *Plessurgebirge* nur in der Form von Kössner Schichten auf. Dachsteinkalk scheint zu fehlen. Den bisherigen Fundpunkten von Rhät im *Plessurgebirge* sind nicht gerade viel neue hinzuzufügen.

Am Südabhange des *Aroser Rothornes* wurde es bereits in meiner ersten Arbeit erwähnt. Weiter könnte man es erwarten in dem Kern der Hauptdolomitmulde, die durch den Westabsturz des *Lenzerhornes* zieht, doch ist mir da der Nachweis nirgends gelungen. Ebensowenig findet sich Rhät in dem westlichen Teil der *Aufbruchzone*, so dass das ganz kleine Vorkommnis auf dem Gipfel des *Aroser Weisshornes* das einzige Vorkommnis bleibt, das einstweilen kartiert werden kann. Dagegen findet sich dieses ganz unverkennbare Gestein in der schon mehrfach erwähnten Wand, die von *Foil Cotschen* südwärts zieht. In Anlehnung an die Verhältnisse des *Parpaner Weisshornes* könnte man es zweimal vermuten, jedesmal auf dem Hauptdolomit, doch enthält scheinbar nur die untere Schuppe die Kössner Schichten.

Von weitem schon auffallend, tritt das dunkle Mergelband in der hellen Dolomitwand zwischen *Foil Cotschen* und *Ova da Sanaspans* hervor; sehr schwer erreichbar, nur durch schwierige Kletterei — auch schlecht von unten sichtbar —, steckt es als ganz dünne Lage in der Fortsetzung dieser Wand südlich der *Ova*. Es keilt hier übrigens auch bald aus und reicht wohl nicht viel weiter als das *„r“* des Wortes *„Crons“* der *Siegfriedkarte.*

Die Hauptmasse der Kössner Schichten besteht aus weichen dunkeln Mergeln. Dazwischen treten bis 3 m mächtige helle kalkige Bänke auf, die schon von ferne auffallen. Ihre Mächtigkeit schwankt, erreicht aber mancherorts — ohne tektonische Doppelung — gewiss 90 m. Die Kössner Schichten sind reich an Fossilien, aber arm an Arten. Es sind die allgemein bekannten Fossilien, die stets sehr schlecht erhalten sind, da sie auf die Mergellagen beschränkt sind und durch die tektonischen Vorgänge stark in Mitleidenschaft gezogen werden.

Lias-Cephalopodenkalke — Adnether Facies. Im *„Zwischenstück“* treffen wir rote, rötlich-weisse, orangefarbene und gelbe Kalke; sie sind hart und klingend, zerspringen zu Scherben und zeigen viele Fossilien, die aber stets schlecht erhalten sind und gar nicht aus dem Gestein herausspringen wollen. In meiner ersten Arbeit ist begründet, warum ich dieses Gestein — übrigens in Uebereinstimmung mit andern — für Lias Adnether Facies anspreche.

Nach oben zeigt dieses Gestein — dessen maximale Mächtigkeit ± 25 m nie überschreitet — Uebergänge zu einem grau-weissen, blätterigen und fossilfreien Kalkmergel von geringer Mächtigkeit.

Die Basis dieser Kalkbänke ist gebildet von einer groben Breccie mit Komponenten bis über Faustgrösse, nur aus Triasbruchstücken bestehend, die eingebettet liegen in einer roten Grundmasse, die wohl entstanden ist aus der Terra rossa der obertriadischen Dolomite, die sich vor Ablagerung des Lias bildete.

Dieses Gestein hatte ich bislang nur am *Parpaner Weisshorn* und *Tschirpen* in geringer Verbreitung, sowie als ganz minimales Vorkommnis in einer eingeklemmten Mulde von Rhätmergeln am *Erzhorn* nachgewiesen. In der *Aufbruchzone* scheint es — auch nach den neuen Aufnahmen — vollständig zu fehlen. Auch dürfen wir es in der *Lenzerhorngruppe* kaum im Gebiete der *„normalen ostalpinen Trias“* erwarten, da hier ja alles bis inklusive Rhät durch Erosion verschwunden ist. Dagegen steckt in der oft erwähnten Wand von *Foil Cotschen* bis *Crons* über dem Rhät, zum Teil in demselben, ein Streifen dieses ganz unverkennbaren Gesteins. Nördlich der *Ova da Sanaspans* sind es nur Spuren, die mit dem Rhätstreifen oft ganz verquetscht sind; südlich des Alpweges, der von *Laï* nach Alp *Sanaspans* führt, ist es eine fast 10 m mächtige Bank, die nach Süden zu sich allmählich ausdünnt.

Grosse Blöcke, die gerade am Wege selbst liegen, machen sofort auf dieses Vorkommen aufmerksam; doch ist es nicht gerade leicht, zum Anstehenden selbst zu gelangen.

In dem Vorkommen am *Parpaner Weisshorn* und *Tschirpen* hatte ich nur „angedeutete“ Fossilreste gefunden. Es gehörte schon etwas guter Wille dazu, in ihnen Ammoniten zu erblicken. Südlich der *Ova da Sanaspans* ist ein ziemlicher Reichtum sowohl an Belemniten wie Ammoniten, darunter ganz riesige Exemplare (bis zu 40 cm Durchmesser), der Gattung Phylloceras; doch zeigen auch diese Fossilien deutlich, welch starken Pressungen das Gestein ausgesetzt gewesen sein muss. Es ist ganz unmöglich, aus dem ungemein harten Kalk etwas halbwegs genauer Bestimmbares herauszuholen. In weitaus den meisten Fällen sind nur Querschnitte erkennbar und diese sind gewöhnlich gestreckt und zerrissen. Auch an dieser Stelle tritt an der Basis — nicht überall — die Breccienlage auf. Es sind nur Triasfragmente in roter Grundmasse. Der ganzen Art der Lagerung nach, sowie auf Grund der manchmal deutlich gerundeten Kanten der Komponenten kann ich diese Breccien- oder Conglomeratbank — die übrigens in vertikaler wie horizontaler Ausdehnung recht beschränkt ist — nur als Brandungs- resp. Transgressionsbreccie, aber nicht als Reibungsbreccie auffassen.

Lias-Breccien, -Schiefer, -Sandsteine. Mergelschiefer, Kalkschiefer, Tonschiefer, kieselige Schiefer mit reinen Kieselbänken, sandige Schiefer, Sandsteine, feine Breccien — das sind die Gesteine, die uns als offenbar zusammengehöriger Komplex hier beschäftigen. Die Aehnlichkeit dieser Bildungen mit den Schiefern des *basalen Schiefervorlandes* ist eine verzweifelt grosse. Im grossen und ganzen ist es so gut wie unmöglich, an und für sich auf direktem Wege etwas über diese „flyschartigen Schiefer“ der Aufbruchzone auszusagen.

Nur die polygenen Breccien von mittlerer Komponentengrösse — ohne oder mit verschwindend wenigen kristallinen Bestandteilen — sind ziemlich sicher zum Lias zu stellen. Meistens enthalten sie Crinoïden — auch haben sich ganz vereinzelte Belemniten gefunden. Oft sind sie mit Dolomit verknüpft. Nie enthalten sie Radiolarit. Auch aus tektonischen Gründen, die weiter unten näher zu behandeln sind, möchte ich sie für Lias ansprechen, — dazu kommt die überraschende Aehnlichkeit mit den sicher liasischen Breccien der *Freiburger Alpen*.

Diese Breccien — übrigens von nur geringer Verbreitung und nur am *Aroser Weisshorn* gefunden — sind auf der Karte gesondert ausgeschieden. Alle die andern Mergelschiefer, Kalkschiefer, Tonschiefer etc. haben eine gemeinsame Farbe bekommen. Zwischen ihnen ist es ganz unmöglich, eine Grenze zu ziehen, wenn auch die Endglieder der Reihe gut unterscheidbar sind. Nach wie vor ist es mir unmöglich, hier etwas Sicheres, irgendwie gut Gestütztes über ihr Alter auszusagen. Solange nicht glückliche Fossilfunde uns zu Hilfe kommen, wird das wohl auch eine schwierige Aufgabe bleiben. Jedoch bin ich geneigt — aus tektonischen Gründen — einen Teil dieser Gesteine für Flysch anzusehen, wobei das Alter natürlich auch noch einem gewissen Spielraum unterliegt. Auf der Farbenskala der Karte sind alle diese Gesteine als „flyschartige Schiefer“ zusammengefasst.

Ein Teil dieser fraglichen Gesteine ist aber höchstwahrscheinlich auch dem Lias (vielleicht dem Dogger?) zuzurechnen — und zwar ist es folgende Ueberlegung, die zu dieser Auffassung drängt:

Wir treffen in der *Aufbruchzone* zusammen vorkommend Dolomit und Radiolarienhornstein.

Gleichgültig, ob man randliche Ueberschiebungen oder „Decken“ annimmt — eines ist sicher (und nie bestritten!) —: Der Dolomit und der Radiolarienhornstein stammen aus derselben Gegend — gehören ursprünglich zusammen. Nun ist aber der Hauptdolomit das typische Gestein eines relativ flachen Meeres, Radiolarienhornstein ein Absatz aus sicher sehr tiefer See. Zwischen den beiden muss also eigentlich notwendigerweise ein weiteres Sedimentationsprodukt postuliert werden — wie wir es überall, wo wir Hauptdolomit und Radiolarit ungestört treffen, auch finden. Wir können also mit Bestimmtheit erwarten, dass zwischen beiden — oder im gestörten Gebiet zusammen mit ihnen — jurassische Sedimente auftreten. Das einzige Gestein der *Aufbruchzone,* das als Lias gedeutet werden kann, sind eben die fraglichen „flyschartigen“ Schiefer.

Dazu kommt, dass wir in den *Ostalpen*, ja weitverbreitet, den Lias in schiefriger Ausbildung finden. Und fernerhin ähneln unsere „flyschartigen Schiefer“ manchmal den liassischen Algäuschiefern derartig, dass Theobald sie unbedenklich für Lias erklärte.

Schliesslich möchte ich nochmals betonen, dass bis jetzt in *Bünden* sicher bestimmter Tertiärflysch noch nie mit Serpentin zusammen nachgewiesen wurde. Die Schiefer der *Aufbruchzone* kommen aber zum Teil mit Serpentin zusammen vor. Das gibt eine gewisse Wahrscheinlichkeit, dass sie nicht Tertiär sind — also wahrscheinlich Lias, da Kreideflysch aus der *Aufbruchzone* noch nicht nachgewiesen wurde. Den Serpentin als Kriterium dafür ansehen zu wollen, ob ein Gestein überhaupt Lias oder etwas anderes ist — wie Paulcke mir dies fälschlich zuschreibt — kann mir jetzt so wenig einfallen wie früher.

Zu erörtern wäre noch die Frage, ob nicht vielleicht ein Teil dieser Schiefer auch dem Dogger angehöre. Analogien in den *Freiburger Alpen* könnten für diese Wahrscheinlichkeit angeführt werden. Aehnliches vermutete Schiller für einen Teil der Schiefer im *Lischanagebiet* — ähnliches spricht vermutungsweise Gümbel für einen Teil der Algäuschiefer aus.

Für die „flyschartigen Schiefer“ des *Plessurgebirges* können wir mit einiger Wahrscheinlichkeit also einstweilen nur soviel sagen: Ein Teil von ihnen dürfte Kreide oder Tertiärflysch sein — ein anderer Teil könnte Lias und vielleicht Dogger sein.

Ebensowenig wie früher ist es gelungen, diese „flyschartigen“ Schiefer im *Zwischenstück* oder der *Strela-Amselfluh-Lenzerhornzone* zu finden. In der letzteren sind ja Ablagerungen jünger als Kössner Schichten überhaupt nicht bekannt — in dem *Zwischenstück* ist der Lias als harter Cephalopodenkalk ausgebildet.

Mit gutem Gewissen kann man wohl behaupten, dass die „flyschartigen Gesteine“ den beiden obengenannten Zonen fremd sind.

Doch genau wie im östlichen Teile der *Aufbruchzone* sind sie auch westlich der *Schwarzhorn*linie überall zu finden, und zwar vergesellschaftet mit allen möglichen Gesteinen und sehr häufig in einem durch Druck oder andere tektonische Vorgänge stark veränderten Zustande.

Namentlich die etwas kompakteren Kalkschiefer lösen sich durch Schieferung gerne griffelartig auf, werden sogar manchmal zu einer ganz mürben, grusartigen Masse mit scharfkantigen Elementen.

Für das liassische Alter eines Teiles dieser Schiefer darf dann zum Schluss vielleicht noch folgende Betrachtung geltend gemacht werden: Alle Forscher, die sich mit dem *Plessurgebirge* beschäftigt haben, sind von jeher der Ansicht gewesen, dass ein Teil der Schiefer zum Lias zu stellen sei. Je nach Geschmack, Gefühl und lithologischem Taktgefühl haben sie die Grenze mehr nach der einen oder andern Seite geschoben. Von Lias sprechen aber alle. Es ist zwar nur ein „consensus populorum“ — doch das war ja stets ein beliebter Beweis, wenn auch nur in der Theologie.

Tithon, Falknisbreccie, Pretsch-Kalk. Der Name „Falknis“-breccie (von dem Berg *Falknis* im *westlichen Rhätikon* stammend) war schon längere Zeit in der Literatur zu finden, bevor es Lorenz gelang, das thitonische Alter dieser Breccie unzweifelhaft durch sichere Fossilfunde nachzuweisen.

Er beschreibt dieses „berühmte“ Gestein folgendermassen: „Sedimente und kristallinische Gesteine beteiligen sich an der Zusammensetzung; die Grösse der Komponenten und die Verbreitung derselben wechselt; im *Fläscherthäli* erreichen sie die Grösse von riesigen Blöcken, wie ich sie anderweitig nicht wieder gesehen habe. Zum Teil sind sie gerundet, zum Teil eckig. Die genauere mikroskopische Untersuchung der kristallinen Bestandteile der Falknisbreccie führte zu dem Resultat, dass Gesteine vorliegen, die einem granitischen Massiv mit den dazugehörigen Ganggesteinen angehörten. Andere kristalline Gesteine habe ich in der Falknisbreccie des südlichen *Rhätikons* nicht angetroffen. . . . An Sedimenten fand ich triadische Kalke und Dolomite. Ferner ergab eine genaue mikroskopische Untersuchung der Grundmasse, dass der graue Kalk zum grossen Teil oolithisch ist.“

Genau dieses Gestein — auch mit zum Teil riesigen Blöcken — trifft man mit dem normalen *„Plessurfallen“* südöstlich in der auffaltenden Scharte des Kammes, der vom *Gürgaletsch* zum *Schwarzhorn* zieht. Wie am *Falknis* ist die Grundmasse ein dichter grauer Kalk, der manchmal grosse rein kalkige Lagen mit Hornsteinführung bildet. Dies ist die einzige Stelle des *Plessurgebirges,* wo ich diese Breccie kenne. Er ist weder in dem *Zwischenstück* noch in der *Strelafalte* zu finden. Nach Westen verschwindet dieses Vorkommen unter Bergschutt, nach Osten keilt es aus zwischen flyschartigem Schiefer im Hangenden und Flyschgesteinen des *basalen Gebirges* im Liegenden.

Kennen wir auch nirgends sonst diese Breccie, so finden wir doch im *Plessurgebirge* — und zwar in genau derselben tektonischen Lage, d. h. als tiefstes Glied der *Aufbruchzone* — direkt über dem basalen Schiefergebirge das zeitliche Aequivalent der Falknisbreccie, die harten, grauen, klingenden Kalke, die sozusagen die angereicherte Grundmasse der Falknisbreccie sind.

Schon hier muss hingewiesen werden auf die durchaus eigenartige Lagerung dieser Breccie und der sie vertretenden Kalke. Es ist bei dem Wirrwarr, der sonst in der *Aufbruchzone* herrscht, zum mindesten sehr auffallend, dass wir Falknisbreccie sowohl wie ihr Aequivalent nur an der Basis der *Aufbruchzone* antreffen. Im tektonischen Teil wird dieser Punkt des näheren zu behandeln sein.

Das harte, leuchtend graue Gestein, das die Falknisbreccie im Osten des *Plessurgebirges* vertritt, ist bekannt unter dem Namen „Pretschkalk“ in unserem Gebiete. Sulzfluhkalk heisst es im *Rhätikon.*

Es ist dies das Gestein, von dem Lorenz schreibt: „Lokal werden die Falknisbreccien und grauen Kalke mit Hornsteinschnüren durch einen hellleuchtenden, grauen, dichten, stellenweise oolithischen, dolomitischen Kalk von muscheligem Bruch vertreten.“ Aus dieser Beschreibung geht schon ziemlich klar hervor, dass wir es mit der reinen Ablagerung der kalkigen Grundmasse der Falknisbreccie zu tun haben. Dieses auffallende Gestein setzt im *Plessurgebirge* die, in der Literatur öfter erwähnte Pretschwand zusammen. Zwar kenne ich aus dieser Wand weder die Nerineen, die in Lorenz' Arbeitsgebiet oft massenhaft das Gestein erfüllen, noch sonstige bestimmbare Fossilien, aber die *Pretschwand* lässt sich fast ununterbrochen durch den Fuss der *Casanna* nach *Klosters* und von da in die Steilwände der *Sulzfluh* („Sulzfluhkalk“) und der *Drusenfluh* weiter verfolgen.

Wir finden — und das wird sich später für die Tektonik als wichtig erweisen! — also dieselbe lokale Vertretung der Tithonfacies in genau derselben tektonischen Lagerung, d. h. im grossen und ganzen unter Trias und auf Flysch, sowohl im *Rhätikon*, wie im Süden des *Prättigaus* im *Plessurgebirge.*

Tithon, Radiolarienhornstein, „Radiolarit“. Ueberall, wo wir eine ungestörte Schichtfolge annehmen dürfen, folgen auf die

Liasablagerungen rote, grüne, harte Kieselschiefer, die ungemein reich sind an Radiolarien: „Radiolarit". Da dieses Gestein von den Atmosphärilinen kaum angreifbar ist, ausserdem durch seine meistens leuchtend rote Farbe sehr auffällt, so kann sein Auftreten kaum irgendwo übersehen werden.

Durch seine eigenartige, etwa 5 cm dicke Schichtung, sowie durch den grossen Radiolarienreichtum ist das Gestein vorzüglich charakterisiert. Die rote oder grünliche Farbe ist nicht konstant. Namentlich wo der Radiolarit stark zerquetscht ist, sehen wir alle Uebergänge von dem Auftreten einzelner weisser Kieseladern bis zu einer vollständigen Umwandlung in eine durch und durch weissliche Kieselmasse, die aber immer noch die Radiolarien erkennen lässt.

In der *Lenzerhorngruppe,* wo die Sedimentserie ja mit dem Hauptdolomit schliesst, ist natürlich Radiolarit nicht zu erwarten.

In der westlichen Fortsetzung der *Aufbruchzone* tritt es genau wie in dem früher behandelten Gebiete auf: in einzelnen Schollen und Streifen, von den verschiedensten Gesteinen dieser Zone über- oder unterlagert, selten auf längere Strecken im Streichen verfolgbar. So findet er sich am *Parpaner Schwarzhorn* mehrfach — der südliche, kleine Gipfel dieses Berges besteht aus leuchtend rotem Radiolarit! —, so findet er sich auf dem vom *Parpaner Schwarzhorn* nordwestlich zum *Gürgaletsch* ziehenden Grat.

In Analogie mit dem *Parpaner Weisshorn* musste in der Fortsetzung dieser Zone, d. h. in der Wand, die von *Foil Cotschen* südlich zieht, auch Radiolarit erwartet werden. Hier habe ich ihn nicht gefunden. Es kann ja auch nicht besonders wundernehmen, dass die Einspitzungen des *Parpaner Weisshornes* sich nicht auf weite Strecken verfolgen lassen, zumal wir ja an dem *Adnether Lias* und dem *Rhät* des *Zwischenstückes* dasselbe Aussetzen beobachten können.

In meiner ersten Arbeit glaubte ich annehmen zu können, dass in der *Aufbruchzone* der Radiolarit nach oben alle wünschenswerten Uebergänge zeigt zu einem kompakten graublauen Kalk, sowie zu einem weissen, feinen Kalkmergel. Diesen Kalk hatte ich damals auf Grund lithologischer Aehnlichkeit und auf Grund gleichen Alters unbedenklich für Pretschkalk genommen.

Die Uebereinstimmung des *Rhätikons* mit dem *Plessurgebirge* in Bezug auf Falknisbreccie und Sulzfluhkalk, hat mich veranlasst, diese Kalke nochmals genau zu untersuchen. Dabei neige ich zur Auffassung, dass sie genau dem dichten grauen Kalk entsprechen, den Lorenz aus dem *Rhätikon* als fünfte Facies des Malm beschreibt und den er dem Châtelkalk gleichsetzt.

Tatsächlich lägen die Verhältnisse dann also folgendermassen: Wir hätten hüben wie drüben zwei Ausbildungen des Malm: die erste wird zusammengesetzt von grauen, hellen, leuchtenden Kalken, die teilweise (lokal) Breccien umschliessen oder durch sie vertreten werden, die zweite wäre der Radiolarienhornstein, der nach oben allmählich in grauen, kompakten Kalk übergeht, derart, dass mit abnehmendem Radiolarienreichtum der Kieselgehalt des Gesteins ab- und der Kalkgehalt zunimmt.

Diese beiden Ausbildungen des Malm — daran wollen wir von Anfang an festhalten — treffen wir stets in verschiedener tektonischer Lagerung.

Nie und nirgends ist es beobachtbar, dass etwa der Radiolarit durch Falknisbreccie lokal vertreten wurde, oder dass irgendwo ein Uebergang des Radiolarits in den Kalk des — fest geschlossenen — Sulzfluhkalkbandes nachweisbar wäre.

Ausserdem spricht Lorenz dann noch von einer letzten Facies des Malm, von „brecciösen, roten Kalken", die hauptsächlich am *Nerajöchel* zu finden sind. Nur äusserst zögernd meint er diesen Kalken jurassisches, resp. oberjurassisches Alter geben zu können, und bemerkt ausdrücklich, dass diese Altersbestimmung keinen Anspruch auf „absolute" Gültigkeit mache. Diese Gesteine habe auch ich in Loco gesehen und möchte sie für liassisch halten, und zwar für das gleiche wie mein „Basalkonglomerat" resp. Breccie des Lias in Adnether Facies.

Würde sich diese Annahme bestätigen, so hätten wir im Malm eine vollständige facielle Uebereinstimmung zwischen *Rhätikon*-Westteil und *Plessurgebirge*.

Ein Teil dieser von Lorenz für oberjurassisch erklärten roten brecciösen Gesteine hat sich aber auch — die Untersuchungen von v. Seidlitz haben das ergeben — als „Ophicalcit" im Sinne Steinmanns erwiesen.

Cenomanbreccie. Steinmann hat zuerst auf diese Gesteine aufmerksam gemacht:

„Das Auffallendste an diesen Breccien liegt in der reichlichen, zuweilen vorwiegenden Beteiligung von Bruchstücken des tithonischen Radiolarienhornsteines neben solchen von Kalk und

Dolomit, untergeordnet auch von älteren Schiefergesteinen. Dadurch wird die meist intensiv tiefrote Färbung bedingt. Da ferner der Radiolarienhornstein ein unverwitterbares Gestein ist, die damit gemischten Dolomite und Kalke dagegen bei der Verwitterung tiefe Löcher zurücklassen, so wird die Breccie an der eckigen rauhen Verwitterungsfläche ebenfalls leicht kenntlich."

Diesen Beobachtungen kann ich noch folgendes hinzufügen: Während STEINMANN die Beteiligung der kristallinen Gesteine nur in untergeordnetem Masse kannte und geneigt war, diese Komponenten aus der Aufarbeitung liassischer polygener Breccie zu erklären, fand ich an verschiedenen Punkten Gneisse und Glimmerschiefer in grösserer Menge und in scharfkantigen, eckigen Stücken bis Kopfgrösse an der Zusammensetzung dieses Gesteines beteiligt, so dass es höchst wahrscheinlich erscheinen muss, dass sich auch ältere Gesteine primär an der Bildung dieser Cenomanbreccie beteiligen.

An vielen Punkten überwiegt in der Zusammensetzung der Radiolarit über alle andern Bestandteile zusammengenommen. Dann resultiert für gewöhnlich ein tiefrotes Gestein mit vielen eckigen Löchern und Höhlungen, das in seinem Habitus einigermassen an die „Honeycomb-structure" erinnert. Es finden sich aber alle Uebergänge zu einer Breccie, die nur so verschwindend wenig Stückchen von Radiolarit enthalten, dass diese leicht der Beobachtung entgehen können.

In dem neu untersuchten Gebiete habe ich diese Breccie nicht mehr gefunden. Ihr Auftreten im *Plessurgebirge* bleibt also beschränkt auf die Gegend zwischen *Arosa*, *Maran* und *Brüggerhorn*.

Was sich für das Kreidealter dieser Gesteine, und besonders für Cenoman, geltend machen lässt, bitte ich bei STEINMANN und in meiner ersten Arbeit nachzulesen. Ebenso ist in der letztzitierten dargelegt, warum ich diese Breccie für eine durch Transgression entstandene und nicht für eine tektonische halte.

Serpentin, Spilit. Eine genaue petrographische Untersuchung dieser Gesteine durch BODMER-BEDER im Jahre 1898 hat ergeben, dass wir es hier zu tun haben mit „Olivindiabasen, vielfach begleitet von Serpentinfels und grünem Schiefer". Soweit meine Kenntnis der *Plessurgesteine* reicht, unterscheide ich Serpentin und Spilit (Variolit). Tuffe dieser Gesteine sind mir nicht bekannt geworden. Da die oben zitierte Arbeit eine erschöpfende petrographische Darstellung der in Frage kommenden Gesteine gibt, so kann ich mich auf die Beschreibung ihres Vorkommens und auf die Diskussion der Frage nach ihrem Alter beschränken.

Da zeigt es sich dann, dass wir den Serpentin im Kontakt mit sämtlichen Sedimentgesteinen der Aufbruchzone antreffen bis hinauf zur Cenomanbreccie inklusive. Immerhin wäre es möglich, dass die wenigen Kontaktstücke zwischen Serpentin und Cenomanbreccie aus der Zone des *Brüggerhornes* mechanisch zu stande gekommen wären.

Kontakt zwischen Serpentin und „flyschartigen Schiefern“ ist aber vielfach beobachtbar. Zweifellos sicher ist also zum allermindesten ein post-liassisches Alter dieser Effusivgesteine.

Die petrographische Beschreibung der Kontaktstrukturen ist sehr eingehend und genau in Steinmanns Arbeit: „Geolog. Beobachtungen in den Alpen“ zu finden.

Dem westlichen Teile der *Aufbruchzone*, also dem ganzen Gebiet westlich des Kammes *Alpstein, Parpaner-Schwarzhorn, Parpaner-Weisshorn* scheint nur ein einziges, längst bekanntes Serpentinvorkommnis anzugehören. Es ist ein kleiner Fleck unmittelbar westlich der *Urdenfurka*. Weder im *„Zwischenstück“* noch in der *„Strela-Amselfluh-Lenzerhornfalte“* ist es bis jetzt gelungen, Serpentin zu finden. Auch ist kein einziges Serpentinvorkommnis aus dem Flyschvorlande bekannt.

Die jungen basischen Eruptiva scheinen wirklich eine gewisse Zone im Gebirgsbau *Graubündens* zu charakterisieren.

Es ist gut, dass für diese Zone auch sonst noch eine ganze Reihe — stratigraphischer sowie tektonischer! — Merkmale vorhanden sind. Denn sonst geriete man zu leicht in einen zwar sehr bequemen aber verhängnisvollen Circulum vitiosum hinein.

Wie schon oben gesagt, finden wir den Serpentin in Kontakt mit den verschiedensten Sedimenten der *Aufbruchzone* — und zwar derart, dass man den Eindruck gewinnt, der Serpentin hätte sie durchbrochen. Tatsächlich sehen wir auch hie und da wohl Serpentingänge ein oder vielleicht auch mal zwei Schichtglieder durchsetzen. Als die Regel aber sehen wir in dem Schuppenland der *Aufbruchzone* den Serpentin selbst als Schuppe — als Schindel des Daches, das auf dem Schieferlande liegt —, nicht als Nagel. Dabei ist er stets stark zerrüttet und zerquetscht, ähnlich den andern Schichten. Auch am Rande der *Aufbruchzone*, wo wir gelegentlich — *Urdental* — den Serpentin auch mal — ausnahmsweise! — als Gang einige Schichten durchbrechen sehen —

auch da geht er nicht in den Untergrund, in das *basale Schiefergebirge.*

Aus all dem erhellt, dass er jedenfalls nicht an Ort und Stelle durchbrach, sondern mit den andern Gesteinen daher gekommen ist, woher auch diese stammen. Im tektonischen Teil wird uns dieses Resultat von Wichtigkeit sein.

Flysch (Tertiärflysch? Kreideflysch? Lias?) des „Schiefervorlandes“.

Das bunte Vielerlei, die mosaikartige aber scheinbar planlose Zusammensetzung des Bodens, hört im Nordwesten und Westen des *Aroser Weisshornes*, des *Parpaner Schwarzhornes* etc. mit einer scharfen Linie auf, die auch morphologisch gut in die Erscheinung tritt. Wo nicht Gehängeschutt oder Moränenreste den Boden bedecken, lässt sich ganz genau sagen, wo die *Aufbruchzone* etc. endet und wo das *„Schiefervorland“* beginnt. Das *basale „Schiefergebirge“*, der Name sagt alles. Schiefer, fast ausschliesslich, beherrschen alles, schaffen die Formen der Berge und tragen die üppigen Wiesen und Wälder, verursachen die vielen Rutschungen des „fliessenden“ Gesteines.

Hauptsächlich Kalk- und Sandschiefer sind es, daneben viel weniger häufig schiefrige Sandsteine und auch ab und zu eine Breccienlage, nie sehr mächtig, mit stets nur kleinen Komponenten, die für gewöhnlich in maximo $^1/_2$ cm Durchmesser haben, aber meistens bedeutend darunter bleiben.

Dieses ganze *basale Schiefergebirge* ist auf der Karte mit nur einer Farbe angelegt. Zwischen „kalkigen und sandigen“ Bündner Schiefern habe ich nicht zu trennen versucht. Und da die Untersuchung dieses Gebietes nicht meine spezielle Aufgabe war, so habe ich diesem Schiefervorland auch bedeutend weniger Aufmerksamkeit als dem darüberliegenden Gebirge gewidmet.

Soweit das Gebiet aber kartographisch dargestellt ist, kann ich nur im alten Umfang frühere — fremde wie eigene — Beobachtungen bestätigen: nirgends treten andere — ältere — Gesteine zu Tage, nirgends finden sich Eruptivdurchbrüche; überall aber zeigt das Gebirge bei näherer Untersuchung eine ungemein komplizierte, gequälte Faltungstektonik, die in dem gleichförmigen weichen Material bei flüchtiger Betrachtung oft nicht gleich in ihrer ganzen Grossartigkeit erkannt wird.

Andern so wenig wie mir hat dieses Flysch- oder Bündnerschiefervorland erkennbare makroskopische oder einwandfreie mikroskopische Fossilien geliefert, die eine genaue Altersbestimmung ermöglichen. Doch sprechen manche Schliffergebnisse dafür, dass hier wahrscheinlich, mit andern, auch Kreideablagerungen vorhanden sind. Gleichgültig, ob man nun Lias, vielleicht auch Dogger, Kreide oder Tertiär — oder alles zusammen in den Schiefern des basalen Gebirges erblickt, eines ist gewiss — ist auch allgemein anerkannt und ausgesprochen —: Diese Schiefer sind eine Masse für sich — eine stratigraphische Einheit — ein für sich charakterisierbares Schichtsystem — mit eigenem stratigraphischen Antlitz.

Und weiter: Sie sind auf alle Fälle jünger als Trias — jünger als viele Gesteine der *Aufbruchzone* — diese ist also ganz zweifellos überschoben.

Und schliesslich: Wenn auch die Schiefer der *Aufbruchzone* stratigraphisch wesensgleich sind mit denen des *Schieferlandes* — tektonisch sind sie es nicht. Auch an den tiefsten Stellen des *Plessurtales* kommt nicht der Untergrund — kommen nicht die Schiefer des basalen Gebirges zu Tage, sondern sind mit den andern Gesteinen der Aufbruchzone und mit dessen Serpentin auf das Schieferland geschoben.

Was sich für diese Ansicht geltend machen lässt, ist des näheren in meiner ersten Arbeit auseinandergesetzt.

Globigerinenschiefer. Couches rouges? Leimernschiefer?

An den Felsen von „*Capetsch*“, etwa 200 m unter dem zwischen *Aroser Weisshorn* und *Plattenhorn* durchführenden *Carmennapass* steht auf nur ganz kurzer Strecke aufgeschlossen ein grauweisser, blätteriger Kalkmergel an. Bei näherer Untersuchung zeigt er sich geradezu gespickt mit Globigerinen, die aber leider stets spezifisch unbestimmbar sind. Soweit sich tektonisch aus dem wahrscheinlichen Verlauf der Ueberschiebungslinie erschliessen lässt — links und rechts sind leider grössere Partien durch Bergschutt verdeckt — liegt dieses Vorkommen noch im *basalen Schiefergebirge.*

In ziemlich ähnlicher Lagerung fand, nach mündlicher Mitteilung, v. Seidlitz im östlichen *Rhätikon* auf grossen Strecken und in bedeutender Mächtigkeit dieses nur Globigerinen enthaltende Gestein. Da nun im *Rhätikon* anderseits typische Couches-rouges mit einer reichen Mikrofauna entwickelt sind — ein Gestein, das wesentlich anders aussieht —, so scheint mir dies einstweilen für die Auffassung zu sprechen, dass es sich hier um einen Tertiärhorizont handelt. Im weiten Schieferbecken des *Prättigaus* sind diese Schichten noch nicht gefunden — wer hat allerdings genau gesucht und geschliffen? — und vielleicht repräsentieren sie die oberste Lage des basalen Gebirges, das nur direkt unter der Ueberschiebungslinie zum Vorschein kommt, wo die aufliegende Decke diese Schichten gegen Erosion geschützt hat. Gehören diese Globigerinenschichten wirklich dem Tertiär an, so liessen sie sich wohl am ehesten als Leimernschiefer ansprechen nach Analogien aus der Klippenregion. Möglich wäre es auch, dass wir es mit Seewenmergel des Schieferlandes zu tun hätten (vgl. v. SEIDLITZ).

Als **Quetschzonen** sind auf der Karte zwei Stellen ausgezeichnet. Sie sind angelegt mit gelben und grünen Strichen und tragen die Buchstaben der Schichtglieder, die in ihnen auftreten. Eigentliche Quetschzonen im Sinne anderer Autoren, z. B. im Sinne LORENZ' an der *Scesaplana* oder wie der Lochseitenkalk im *Glarner Land*, sind diese Stellen nicht. Die Quetschzonen von LORENZ z. B. sind basale Partien einer schwer lastenden Decke.

Die Gebiete, die im *Plessurgebirge* so genannt wurden, fügen sich eigentlich ganz harmonisch in das Gesamtbild der *Aufbruchzone* ein.

Das ganze *Aufbruchgebiet* kann man ja füglich als *Schollenland* bezeichnen mit bunt durcheinandergewürfelten Schichtgliedern oder Paketen, deren Streichen fast ausnahmslos relativ kurz anhält.

An den beiden als Quetschzonen ausgezeichneten Stellen (*Plattenhörner* sowie *Brüggerhorn*) erreicht die Zerstückelung und Mischung aber einen derartigen Grad, dass ein Kartieren im Massstabe 1 : 50000 unmöglich ist. Da sich aber beim Kartieren auf Karten kleineren Massstabes kein besonderes, wesentliches, abweichendes Bild ergeben würde, das prinzipiell von der sonstigen Aufbruchzone verschieden wäre, so habe ich auf eine Detailzeichnung verzichtet, die doch noch erheblich hätte schematisiert werden müssen.

Sind doch oft Blöcke der verschiedensten Gesteine bis herab zur Grösse von 1/3 cbm miteinander verknetet, so dass man örtlich mit gutem Recht von einer gigantischen Reibungsbreccie reden kann.

Breccien (Rekapitulation). Bei der grossen Anzahl der im Bereich der *Plessur* vorkommenden Breccien sei es gestattet, noch einmal kurz diese Gesteine — die sich oft verzweifelt ähneln! — zu rekapitulieren. Nicht weniger als sieben Breccien verschiedenen Alters können einstweilen im *Plessurgebirge* unterschieden werden.

1. Die kristalline Breccie: Ein Gemenge von ausschliesslich kristallinen Gesteinen: Glimmerschiefer, Granitit, Aplit, Gneiss und Hornblendeschiefer. Ein Zement fehlt. Blöcke

von Kopfgrösse bis zum Sandkorn hinab sind zusammen verschweisst. Hohlräume fehlen vollständig. Das Gestein als Ganzes ist ungemein zäh. Es zerspringt regellos, eher quer durch die Komponenten als ihren Grenzflächen entlang. Wahrscheinlich ist diese Breccie ein — örtlich recht wechselndes — Basalkonglomerat des *Verrucano.* Im *Plessurgebirge* nur an einer Stelle in der *Aufbruchzone* bekannt. In grosser Ausdehnung aber im Nachbargebiet *(Casanna).*

2. Dolomitbreccie. Ein lokal, an der Basis des Hauptdolomits, auftretendes Gestein. Es besteht aus scharfkantigen, in maximo ca. 10 cm grossen Dolomitbrocken, die wieder durch kalkigen Dolomit verkittet sind. Wahrscheinlich ein Konglomerat, das der oberen Rauhwacke entspricht. Es wird angetroffen in der ganzen *Strela-Amselfluhfalte,* sowie in der *Aufbruchzone.* Manchmal tritt eine genau gleichgeartete Breccie — diesmal aber höchst wahrscheinlich eine tektonische — mitten im Dolomit in unbestimmter Höhe auf. In der Literatur ist diese Breccie mehrfach erwähnt und gewöhnlich als Sedimentationsbreccie aus verkitteten Dolomitbruchstücken dargestellt (vgl. SCHILLER, *Lischannagruppe* S. 51). Anderorts würde man dieser Breccie vielleicht kaum Erwähnung tun. Im *Plessurgebirge* aber, wo auch noch andere Breccien auftreten, die fast ausschliesslich aus Triaskomponenten und dabei natürlich namentlich aus Dolomiten bestehen, liegt eine Verwechslung — namentlich bei losen Stücken oder in der *Aufbruchzone* — derart nahe, dass gewiss berechtigt ist, die „Dolomitbreccie" ausführlich zu besprechen.

Als Breccien des *Plessurgebirges* wären eigentlich auch manche Teile des normalen grobkörnigen Verrucano, sowie die untere sowohl wie die obere Rauhwacke zu besprechen. Da es sich jedoch eingebürgert hat, diese Gesteine als „normale" Sedimentationsschichten und nicht speziell als Breccien zu betrachten, so sei auch hier davon abgesehen.

3. Adnether Lias-Breccie: Die Basis des Adnether Lias ist — besonders am *Parpaner Weisshorn* und *Tschirpen* — gebildet von einer groben Breccie mit Komponenten bis zu Faustgrösse, die nur Trias-Bruchstücke zeigen und die eingebettet liegen in einer roten Grundmasse — wahrscheinlich der Terra Rossa der obertriadischen Dolomite. Die Verbreitung dieser Breccie ist keine sehr grosse und ihre Mächtigkeit im *Plessurgebirge* wird $1^1/_2$ m wohl kaum irgendwo überschreiten.

Es ist dasselbe Gestein, welches LORENZ vom Nerajöchl kennt als „Brecciöse rote Kalke und Mergel“ und das er — weil dort der Adnether Lias darauf fehlt — dem Malm zurechnete.

4. Polygene Breccie des Lias: Eine Breccie, die meistens nur aus sedimentären Elementen besteht. Kristalline Bestandteile sind ausserordentlich spärlich vertreten. Ihre Komponentengrösse überschreitet nicht 2—3 cm, die einzelnen Bestandteile sind ausgesprochen eckig. Noch gerade erkennbare Krinoiden sind häufig, ein Belemnit wurde von STEINMANN gefunden.

Auftreten nur zusammen mit Dolomit und „flyschartigen“ Schiefern in der *Aufbruchzone,* und zwar am *Aroser Weisshorn* und Westabsturz des *Brüggerhornes* in der *Aufbruchzone,* zusammen mit diesen beiden Gesteinen die Basis des Schollenlandes bildend, auf einer Strecke, wo die sonst „normale“ Basis (Sulzfluh-Pretschkalk oder Falknisbreccie) aussetzt. Erst über dieser Breccie folgen Kristallin, Radiolarit und ophiolithische Gesteine der Aufbruchzone. Diese Breccie zeigt vollständige petrographische Uebereinstimmung mit der sicher liassischen Breccie der *Freiburger* Alpen (zone de la brèche).

5. Falknisbreccie: Eine Breccie von ungemein wechselnder Komponentengrösse und ungemein wechselnder Mächtigkeit der Zusammensetzung der Komponenten und des Zementes. Sedimentäre sowie kristalline Gesteine beteiligen sich an ihrer Zusammensetzung. Vom letzteren sowohl kristalline (sericitische) Schiefer und Gneise als auch Granite vom Typus des Juliergranites. Von der Häufigkeit des kristallinen Materials kann man sich leicht überzeugen bei einem Gang durch die Trümmerhalden am Westabsturz des *Gürgaletsch.*

Die Komponenten wechseln in der Grösse vom Sandkorn bis zu einen Kubikmeter messenden Blöcken. Oft besteht das ganze Gestein fast nur aus kristallinen Elementen — im Gegensatz zur „kristallinen Breccie“ aber stets von annähernd gleicher Grösse an einer Stelle und durch einen grauen Kalkzement verbunden. Der Zement kann gegen die Komponenten derart überhand nehmen, dass nur noch einzelne Stücke in einer Grundmasse schwimmen oder sogar rein kalkige Bänke resultieren.

Vorkommen nur als Basis der *Aufbruchzone* im Westen, am *Gürgaletsch.*

6. Cenomanbreccie. Die Komponenten sind: Kristalline Gesteine des *Plessurgebirges* — aber nie Granit! — Dolomite,

Kalke und namentlich Radiolarienhornstein. Das Zement ist sehr spärlich und kalkiger Natur. Zahlreiche Hohlräume durchziehen das Gestein, sowohl solche primärer Natur als durch nachträgliche Verwitterung entstanden. Die Grösse der Komponenten schwankt zwischen Nuss- und Kopfgrösse. Lokal kann der Radiolarit so gut wie ganz verschwinden, auch häufen sich zuweilen die kristallinen Elemente, so dass dann Verwechslungen bald mit kristalliner Breccie bald mit Falknisbreccie nicht ausgeschlossen sind.

Das Vorkommen ist beschränkt auf die *Aufbruchzone* zwischen *Brüggerhorn* und *Maran.*

Tristelbreccie (s. Lorenz, *Rhätikon* II) kenne ich aus dem *Plessurgebirge* nicht.

7. Flyschbreccien. Im Schiefervorland treten häufig Breccienlagen auf. Ebenso wie man in dem weiten Schiefergebiet des *Prättigaus* zwei Pole der Schieferausbildung unterscheiden kann — eine schiefrig-kalkige und eine sandige, die durch alle wünschenswerten Uebergänge verbunden sind — ebenso lassen sich in diesem, übrigens noch wenig genau untersuchten Gebiet, auch zwei Pole der Breccienausbildung unterscheiden. Das eine Endglied der Breccienentwicklungsreihe besteht aus zirka faustgrossen Brocken von Kalken, Dolomiten, Sedimentgneiss? und Granit, das andere Endglied aus meist sehr kleinen triadischen Dolomitbrocken, Kalken, Sand, Quarzbrocken und Bruchstücken eines grünen kristallinen Schiefers (aber keinen „echten“ kristallinen Gesteinen). Ob diese beiden Breccienausbildungen in ihren typischen Endgliedern in einem Konnex stehen mit den Endgliedern der Schieferreihe kann ich einstweilen nicht sagen.

V. Lokal-tektonische Beobachtungen.

Für die Lokaltektonik des *Plessurgebirges* empfiehlt es sich aus Gründen der Zweckmässigkeit einstweilen die früher gewonnenen und definierten tektonischen Bauzonen beizubehalten — also: *„Schiefervorland (basales Schiefergebirge)“, „Aufbruchzone (Schollenland)“, „Parpaner Zwischenstück“ (Zwischenzone),* sowie *„Strela-Amselfluh-Lenzerhornfalte“ („ostalpine“, „normale“ Zone)* (vgl. Taf. XII).

Diese Einteilung, resp. diese Begriffe waren ja hervorgegangen aus der Erkenntnis, dass die einzelnen Teile sich in der Lokaltektonik als getrennte Wesenheiten unterscheiden lassen, als Einheiten, die wirklich spezifische tektonische Eigenart besitzen.

Auch den neu untersuchten westlichen Teil der *Plessurberge* kann ich leicht und ungezwungen in diese vier Regionen zerlegen.

Die geographische Begrenzung dieser vier tektonischen Bauzonen ist folgende:

I. Das **Schiefervorland** liegt nördlich und westlich der folgend angegebenen Linie und ist lückenlos nur Schieferland, ohne eine Insel fremden Gesteines. Die Grenzlinie gegen die nächste Zone beginnt für unser Gebiet beim *„S“* von *Sapün*, sie läuft über *Langwies, Rüti, Pretschwald, Sandboden, Ochsenalp* zum *„b“* des Wortes *Ochsenberg*, weiter über *Innerurdenalp* zur *Furka*, springt dann ein wenig nach Süden zurück und geht weiter über *P. 2420* beinahe auf den Gipfel des *Gürgaletsch*. Von da zieht sie sich hinab zum *„b“* des Wortes *Brüggerberg*. Ihr weiterer Verlauf ist durch Schutt verborgen. Sie senkt sich aber jedenfalls von ± 1950 beim *Brüggerberg* auf ± 1750 westlich des *Lenzerhornes*, denn unterhalb dieser beiden Punkte finden wir gelegentlich in Bachrunsen die Schiefer, darüber nie.

II. Die **Aufbruchzone.** Sie ist leichter umgrenzt: Sie umfasst das wenig von individuellen Bergformen geschmückte Gebiet zwischen der oben gegebenen Linie und der stolzen Reihe von Dolomitbergen, die der Hauptsache nach in südwestlicher Richtung streichen und von der *Küpfenfluh* über *Mädrigerfluh, Thiejerfluh, Furkahorn* zum *Schiesshorn* ziehen; hier findet eine schwache Biegung nach Westen statt. *Schafrücken, Tschirpen* und *Parpaner Weisshorn* bilden weiterhin die Grenze. Während im Osten die *Aufbruchzone* zwischen dem Einschnitt des *Sapüner Baches* und der *Küpfenfluh* sich sehr verschmälert, scheint sie im Westen zwischen dem *Schiefervorland* und dem *Zwischenstück* vollständig auszukeilen. Der alles bedeckende Gehänge- und Moränenschutt an den Abhängen des *Parpaner Schwarz-* und *Weisshornes* verhindert aber zu beobachten, wie weit sie als schmaler Streifen hier eventuell noch nach Süden zieht.

Die hauptsächlichsten, orographisch selbständigen, Erhebungen der Aufbruchzone sind: *Brüggerhorn, Aroser Weisshorn, Plattenhörner, Hörnli* und *Parpaner Schwarzhorn.*

III. **Das Parpaner Zwischenstück.** Es umfasst das Bergmassiv des *Tschirpen* und *Parpaner Weisshornes.* Im Süden ist es begrenzt durch den allerobersten Lauf der *Plessur* und die Alp *„Gredigs Aelpli“*. Als schmaler Streifen setzt diese Zone fort: einmal nach

Osten in die Basis des *Schafrückens* — wie weit lässt sich nicht sagen, da hier Dolomit auf Dolomit zu liegen kommt — zum andern in die Basis der Westabstürze des *Culmet* und *Lenzerhornes*, sicher verfolgbar bis zum Südende des Wortes *„Crons“*. Zweifellos hört sie hier noch nicht auf, sondern zieht noch weiter, aber es ist nicht mehr möglich die Grenze gegen die aufliegenden Dolomite der nächsten Zone anzugeben.

IV. Die **Strela-Amselfluh-Lenzerhornzone.** Sie umfasst alles südöstlich der oben umgrenzten ***Aufbruchzone*** und des ***Zwischenstückes*** bis zu den Tälern der *Albula* und des *Landwassers*. Es sind die Hauptberge, der zentrale Stock des *Plessurgebirges* mit den Erhebungen: *Mädrigerfluh*, *Schafsgrind*, *Thiejerfluh*, *Furkahorn*, *Kummerhubel*, *Amselfluh*, *Schiesshorn*, *Strehl*, *Leidfluh*, *Valbellahorn*, *Sandhubel*, *Schafrücken*, *Aelpliseehorn*, *Erzhorn*, *Aelplihorn*, *Parpaner Rothorn*, *Aroser Rothorn*, *P. Naira*, *P. Miez*, *Lenzerhorn*, *P. Linard*, *P. Miez*, *P. Mulein* und die zerzackten *Welschtobelhörner*.

Ein Blick auf die tektonische Skizze (Taf. XII) wird dem Leser übrigens diese tektonischen Einheiten deutlicher machen, als viele Worte das vermögen.

Den durchaus individuellen tektonischen Charakter dieser einzelnen Stücke für den nordöstlichen und mittleren Teil des *Plessurgebirges* habe ich in meiner ersten Arbeit zu schildern versucht und werde demgemäss hier nur den westlichen Teil meines Arbeitsgebietes genauer beschreiben, da eine Revision keine irgendwie erheblichen Korrekturen der Profile sowie der tektonischen Bilder ergeben hat.

Lokaltektonik: Ueber das **Flyschvorland** habe ich sehr wenig zu sagen; der speziellere Zweck dieser Arbeit ist die Erforschung des *Plessurgebirges* innerhalb der grossen, äussersten Ueberschiebung. Auf die Tektonik des Schiefergebiets wurde daher fast gar keine Rücksicht genommen. Irgendwelche genauere Arbeiten in diesem Gebiete werden mit grossen Schwierigkeiten verknüpft sein. Es ist kein ungestörtes, ruhiges Schiefergebirge, das von Südosten her einfach überschoben wurde. Von der gewaltigen Komplikation, sowie der intensiven Faltung überzeugt jeder Spaziergang, der durch eines der tiefer aufgeschlossenen Täler geht oder der an eine grössere Felswand führt.

Die grossen Züge der Tektonik innerhalb des Schiefergebirges selbst zu entwirren, kann aber erst dem gelingen, der eine Stratigraphie dieser Schiefer und Breccien sich schafft.

Das wird aber eine Arbeit sein, die viel Zeit und sehr grosse Geduld erfordert — denn wenn es überhaupt möglich ist, wird es wohl bloss gelingen mit Hilfe ungemein zahlreicher Dünnschliffe, sowie einer ganz minutiösen kartographischen Aufnahme.

Oestlich, südöstlich und südlich der oben gegebenen Linie wird dieses *Schiefervorland* überdeckt von andern, älteren Gesteinen. Welches Alter man auch schliesslich den Schiefern des basalen Gebirges zuschreiben will oder wird — jedenfalls sind es zweifelsohne ältere — zum Teil kristalline, vorpermische — Gesteine, die es überlagern, und zwar in anormalem Kontakt.

Es lässt sich also kurz nur soviel über das *Schiefervorland* sagen: Ein viel gestörtes, gefaltetes, gestauchtes Schiefergebirge, das von Südosten und Süden von älteren Schichten überschoben ist. Am Nordwestrande des *Plessurgebirges* ist diese Ueberschiebungsfläche sanft gegen Südosten geneigt. Ueber das Ausmass der Ueberschiebung und ähnliche Fragen wird weiter unten mehr zu sagen sein.

Vielleicht täte man auch besser, hier nicht den Ausdruck: „von Süden und Südosten überschoben" anzuwenden. Nachdem in den *Freiburger Alpen* der Nachweis geliefert ist, dass von Süden gekommene Ueberschiebungsdecken sehr wohl lokal ein nördliches Fallen zeigen können, nachdem in der *Glarner Schubmasse* in grossartigstem Massstabe nicht nur ein lokales Nordfallen einer Süddecke, sondern eine gewaltige Nordabdachung einer riesigen Decke ziemlich unumstösslich nachgewiesen ist — nachdem wir solches gelernt haben, muss man vorsichtiger sein in seinen Ausdrücken. Aus dem Fallen einer Ueberschiebungsdecke lässt sich durchaus nicht mehr a priori auf die Richtung der Bewegung schliessen.

Wählen wir also einstweilen einen indifferenten Ausdruck und sagen: auf dem *Schiefervorland* liegen südlich und südöstlich einer Linie anormalen Kontaktes zweifellos ältere Gesteine der verschiedensten Art und in verschiedenster Vergesellschaftung. Doch zeigt alles, was im *Plessurgebirge* auf dem *Schiefervorland* liegt, durchgängig ein mehr oder minder steiles Südost- und Südfallen, oder liegt — in wenigen Fällen — wagerecht.

Besonders wenn wir den Rand dieser überschobenen — aufruhenden — Massen nach Norden verfolgen — und nun im *Casannagebiet* Ostfallen, im *Rhätikon* Nordfallen beobachten, werden wir um so weniger geneigt sein a priori von einer von Süden gekommenen Ueberschiebung zu reden. Denn einstweilen steht für uns ja noch die Frage offen: ist das *Schiefervorland* des *Prättigaus* konzentrisch von drei Seiten überwältigt worden, oder lag eine zusammenhängende Decke darauf? Im letzteren — einstweilen zum mindesten als möglich anzuerkennenden Falle — wäre es natürlich reine Willkür, ohne weiteres von einer Ueberschiebung aus einer bestimmten Richtung zu reden.

Aufbruchzone. Liegt die Hauptschwierigkeit der Geologie des *Schieferlandes* in der unglaublichen Einförmigkeit des Gesteines, so ist die *Aufbruchzone* in dieser Beziehung ihr gerades Gegenteil. Hier ist die Hauptschwierigkeit die verwirrende Fülle und Mannigfaltigkeit, oft auf engstem Raum gedrängt. Schon in meiner ersten Arbeit habe ich hingewiesen auf die fast souveräne Willkür der Anordnung der einzelnen Bauelemente. Stellenweise ist man — wie ich damals sagte — in Versuchung, von einer Reibungsbreccie grossen Stiles zu reden. Jeder Versuch, das bunte Durcheinander in ein konventionelles tektonisches Schema zu bringen, versagt.

Zum Beweise kann ich auf die Profile und Schichtfolgen in meiner ersten Arbeit verweisen.

Ein ganz ähnliches Bild hat sich für den neuuntersuchten westlichen Teil der *Aufbruchzone (Parpaner Schwarzhorn, Finensch, Grat zum Gürgaletsch)* ergeben.

In Worten will ich — um den durchaus ähnlichen Bau zu illustrieren — die Schichtfolgen angeben, wie man sie antrifft auf einer Wanderung über den Grat vom *Gürgaletsch* zum *Schwarzhorn*, sowie vom *Alpstein* über *Parpaner Schwarzhorn* und *Finensch* zum *Parpaner Weisshorn.*

Diese Linie misst, dem Grate nach gegangen, etwa 3 km; wobei zu bedenken ist, dass allein etwa 900 m auf die Schiefermasse des *Finensch*, am Nordfusse des *Parpaner Weisshornes*, entfällt.

Profil Furka (südlich des Alpstein) bis zum Nordwestfuss des Parpaner Weisshornes:

1. Flysch des Vorlandes,
   Ueberschiebung,
2. Dolomit,
3. Flyschartiger Schiefer,
4. Dolomit,
5. Flyschartiger Schiefer,
6. Kristallin,
7. Flyschartiger Schiefer,

Profil Gürgaletsch bis Finensch:

1. Flysch des Vorlandes,
   Ueberschiebung,
2. Falknisbreccie,
   Ueberschiebung,
3. Flyschartiger Schiefer,
4. Kristallin,
5. Radiolarit,
6. Dolomit,

8. Kristallin,
9. Dolomit,
10. Kristallin,
11. Dolomit,
12. Flyschartiger Schiefer,
13. Kristallin,
14. Radiolarit,
15. Dolomit,
16. Flyschartiger Schiefer,
17. Radiolarit,
18. Kristallin,
19. Flyschartiger Schiefer,

Ueberschiebung,
Parpaner Zwischenstück.

7. Flyschartiger Schiefer,
8. Dolomit,
9. Flyschartiger Schiefer,
10. Kristallin,
11. Dolomit,
12. Flyschartiger Schiefer,
13. Bergschutt,
14. Radiolarit,
15. Kristallin,
16. Flyschartiger Schiefer.

Eines in diesen Profilen ist auffallend und bemerkenswert. Das ist: Alle einzelnen Schichten dieses Querschnittes zeigen gleiches Streichen und Fallen. Das letztere variiert nur um wenige Grad. Nie aber trifft man ein entgegengesetztes — alles zeigt ausnahmslos flaches Südostfallen. Bei der oft kurzen Ausdehnung des Streichens erhält man durchaus den Eindruck von dachziegelartig übereinandergeschobenen Schollen.

Diese Profillinien folgen dem Grat. Wenn man der Luftlinie nachgehen könnte, so würde wahrscheinlich eine — wenn auch vielleicht nur unwesentlich — andere Folge sich herausstellen, denn das Streichen der einzelnen Gesteinsmassen hält oft nur kurze Strecken an.

Im neu untersuchten Teile der *Aufbruchzone* finden sich wesentlich dieselben Gesteine wie im Osten. Dazugekommen als neues Element, das der näheren Umgebung *Arosas* fehlt, ist nur die Falknisbreccie. Dagegen sind nicht alle Gesteine jener Gegend vertreten. So fehlt z. B. die Cenomanbreccie und die kristalline Breccie.

Die *Aufbruchzone* schiesst mit sehr geringem Fallen ein unter die Dolomitmauern des *Parpaner Weisshornes.* Ihre weitere Fortsetzung nach Süden gegen *Lenz* zu ist durch Schutt verdeckt, ebenso wie durch die Depression der *Lenzer Heide* die Grenze zwischen Aufbruchzone und Schiefervorland leider verdeckt ist.

Wenn man absieht von dem stets gleichgerichteten Streichen und Fallen, so kann man sagen, in der Aufbruchzone des *Plessurgebirges* ist die Regellosigkeit Gesetz geworden. Ohne die tatsächliche augenfällige Anschauung lässt sich nie vorhersagen, welches Gestein an einem bestimmten Ort angetroffen werden wird, noch lässt sich sagen, wie weit es im Streichen sich wird verfolgen lassen.

Nur eine Ausnahme gibt es, auf die schon in der ersten Arbeit hingewiesen wurde. Das ist die Basis der *Aufbruchzone,* mit der sie dem Schiefervorland aufliegt.

Auf grossen Strecken im Osten der Aufbruchzone (Linie *Sapün, Langwies, Churer Ochsenalp*) ist diese Basis die — orographisch so hervorstechende — Pretschkalkwand. Diese weit verfolgbare kompakte Tithonwand an der Basis der regellosen — sozusagen aus losen Blättern gemischten — *Aufbruchzone* war eine höchst auffallende Erscheinung, zumal da sie sich — in dem Einschnitt des *Plessurtales* auch senkrecht zum Streichen — weithin verfolgen lässt.

Und nun ergibt sich bei der Aufnahme des westlichen Teiles der *Aufbruchzone,* dass am *Gürgaletsch* auch auf einer relativ grossen Strecke, und auch weit nach innen zu verfolgbar, die Basis von Falknisbreccie gebildet ist — also einem faciellen und zeitlichen Aequivalent des Pretsch-Sulzfluhkalkes.

Doch es finden sich noch weitere merkwürdige Tatsachen. So zeigt sich, dass in der ganzen *Aufbruchzone* alle Gesteine regellos durcheinander gewürfelt sind — eine Ausnahme macht nur der Sulzfluhkalk, sowie die Falknisbreccie, die nirgends, ausser an der Basis, auftreten. Nun könnte man ja sagen: die Pretschkalkwand ist gar nicht tiefstes Glied der *Aufbruchzone,* sondern höchste Etage des *Schiefervorlandes.* Demgegenüber wäre folgendes zu bemerken: 1. An und für sich wäre es gerade so auffallend, wenn der Pretschkalk nur — und zwar ausnahmslos! — als höchste Stufe des Schieferlandes auftrete, wie, dass er als tiefste der Aufbruchzone auftritt. 2. Es ist ganz unwahrscheinlich, dass zu dem stark gefalteten Schieferland die ruhig nach Südost fallende Pretschkalkwand gehören sollte. 3. Es ist fast ausgeschlossen, dass tatsächlich dieser Tithonkalk nur unter der Aufbruchzone sichtbar wird und nirgends anders, denn zweifellos enthält das Schieferland zum mindesten auch Kreide neben dem Tertiärflysch! 4. Der Sulzfluhkalk des *Rhätikons* und seine tektonischen Verhältnisse beweisen, dass er tatsächlich nicht dem Untergrunde angehört.

Einstweilen bleibt uns also nichts anderes übrig, als die — vorläufig — unerklärliche Tatsache als solche hinzunehmen: Tithonkalk tritt nur an der Basis der Aufbruchzone auf — nirgends sonst — und zwar da in einer weitreichenden Ausdehnung, die sonst den Gesteinen der *Aufbruchzone* fremd ist.

Doch wir finden auch noch andere merkwürdige Tatsachen: Serpentin und Spilit-Variolith treten massenhaft auf, ebenso deren Kontaktprodukte mit allerhand mesozoischen Kalken (Steinmanns „Ophicalcit") — aber ein Serpentingang ist nirgends nachweisbar — wenigstens nirgends ein nennenswert in die Tiefe gehender Gang. Wohl finden sich die Sedimente und der Serpentin zusammen, wohl findet sich auch — allerdings selten! — ein wirklicher Durchbruch von Serpentin durch eine Schicht, aber bei näherer Untersuchung zeigt sich, dass der Gang nicht in die Tiefe geht, sondern unten von einem andern Gestein der *Aufbruchzone* abgeschnitten ist.

Die Regel ist, dass der Serpentin als „Lagergang", als Schicht zwischen zwei Sedimenten auftritt, als ein Blatt des gemischten Kartenspieles der *Aufbruchzone*. Ferner erwähne ich, dass der Serpentin stets ausserordentlich zerrüttet ist, oft ganz geschiefert, jedenfalls den Eindruck erweckt, als sei er „sehr schlecht behandelt worden".

Das sind alles Tatsachen, deren Würdigung wir erst im regionaltektonischen Teile finden werden. Das sind auch alles Tatsachen, die mir bei meiner ersten Arbeit nicht besonders auffällig waren, die ich hingenommen hatte wie so vieles schwer Verständliche in diesem Gebiete der Rätsel und Geheimnisse, das scheinbar eine solch exzeptionelle Stellung einnimmt. Klar und deutlich erkannt habe ich dies alles aber erst in dem Lichte der Schardtschen Deckenhypothese.

Es bleibt eigentlich nicht viel mehr über die *Aufbruchzone* zu sagen übrig nach diesen Ausführungen und denen meiner Arbeit von 1903.

Was nützen schliesslich ein Dutzend weiterer Profile, die stets nur dasselbe, in kein Schema zu bringende wirre Bild ergeben? Was nützen auch Aufzählungen von Orten, wo das eine oder andere Gestein ansteht, wenn ein Blick auf die Karte dem Leser mehr sagt als seitenlange Ausführungen?

Die Grenze zwischen *Schiefervorland* und *Aufbruchzone* ist eine leicht auf der Karte zu zeichnende Linie. Auch in der Natur tritt sie — auf langen Strecken wenigstens — gut hervor. Die Steilwand des Pretschkalkes, die steilen Dolomitwände an der Westseite des *Aroser Weisshornes* und *Plattenhornes,* sowie die harten Bänke der Falknisbreccie lassen die Grenze sehr augenfällig werden. Wer von Norden oder Westen aus dem geologisch einförmigen *Schieferland* kommt, dem wird — auch wenn er nicht Geologe ist — sofort ein Unterschied südlich dieser Grenze auffallen. Denn die einförmigen Schieferhänge tragen alle dasselbe Gepräge, alle Berge sind sich ähnlich in der Form, sind breite, sanfte Hügelformen, soweit nicht — ebenfalls ungemein charakteristisch für die Flyschlandschaft — die Schichtköpfe abgebrochen sind und steile Felswände eines rutschigen unsicheren Gesteines bilden.

Die *Aufbruchzone* zeigt dann eine grössere Mannigfaltigkeit der Formen, auffällig ist der häufige Wechsel des Gesteines, ja beinahe aufdringlich. Doch ist es im grossen und ganzen ein schwer übersichtlich, unruhig konturiertes Gelände.

Und schärfer noch als zwischen *Schiefervorland* und *Aufbruchzone* ist der Schnitt zwischen letzterer und dem Gebiet im Osten und Süden. Allenthalben sehen wir, dass die *Aufbruchzone* überlagert wird von einer ganz anders gearteten grossen Bergmasse, sehr einheitlichen Charakters.

Vorsichtig, wie wir geworden sind, können wir nur sagen: Im anormalen Kontakt liegt auf der *Aufbruchzone* im Süden und Südosten eine andersartige, gewaltige Masse; die Ueberschiebungsfläche, soweit sie sich beobachten lässt, ist sehr flach geneigt. Das Fallen dieser höheren Massen ist durchweg flach, Südost oder Süd.

Da diese höhere Ueberschiebungsdecke grösstenteils — d. h. namentlich an ihrer Basis auf grosser Erstreckung — aus Triasdolomiten besteht, so ist die Grenze sehr augenfällig. Alle die hohen, auffallenden Berggestalten des zentralen *Plessurgebirges* gehören ihr an.

Auch in der *Aufbruchzone* selbst könnte man eigentlich eine Unzahl von kleinen und kurzen Ueberschiebungslinien einzeichnen, da die einzelnen Teile ja fast stets in anormalem Verbande stehen. Doch gäbe dies erstens ein derartig verworrenes Bild, ein derartig feinmaschiges, engverschlungenes Netz, dass jede Uebersicht dadurch verloren ginge. Zweitens lässt sich bei der ungeheuerlichen Zerstückelung nie sagen, ob zwei sich im Alter folgende Sedimente primär zusammengehören oder erst sekundär aufeinander gebracht wurden. Schliesslich ist der Charakter dieses Schollen- und Schuppenlandes doch ein derartig einheitlicher, sub specie tectonicae geschaut, dass es füglich besser ist, auf Ueberschiebungslinien innerhalb dieses Gebietes zu verzichten. Um so deutlicher treten auch die grossen Linien in die Erscheinung, an denen ganz anders geartete Bauelemente zusammenstossen.

Bedeutend weniger auffällig, ja man kann fast umgekehrt sagen: streckenweise sehr schwer oder gar nicht zu finden! — ist die Trennung zwischen den beiden andern Stücken, die ich im *Plessurgebirge* unterschieden habe, zwischen *Strela-Amselfluhfalte* und *Parpaner Zwischenstück*.

Den Bau des letztgenannten Teiles habe ich in der ersten Arbeit eingehend geschildert. *Parpaner Weisshorn* und *Tschirpen* sind die Berge, die in den Bereich dieses tektonischen Baustückes fallen. Aus zwei Schuppen (jeweils Trias und wenig Jura) sind diese Berge aufgebaut. Kurz rekapitulierend sei — ohne Rücksicht auf kleine lokale Komplikationen — der Bau nochmals erwähnt. Er stellt sich uns folgendermassen dar von unten nach oben:

Unterlage: *Aufbruchzone,*
- Ueberschiebung,
  - Raibler Rauhwacke,
  - Mächtiger Dolomit,
  - Kössner Schichten,
  - Lias in Adnether Facies,
  - Radiolarit,
- Ueberschiebung,
  - Raibler Rauhwacke,
  - Dolomit,
  - Kössner,
  - Radiolarit.

Vielerorts ist alles bis auf Dolomit und Kössner verschwunden; oft ist nur noch Dolomit zu sehen.

Eine grosse Ueberschiebungsgrenze trennt diese Gesteine von den flach darauﬂiegenden auch wieder süd- oder südöstlich fallenden kristallinen Massen und Dolomite der *„Strela-Amselfluhfalte“*.

Im Osten *(Tschirpen)* ist schliesslich Dolomit von Dolomit bedeckt. Wie weit dort das *„Zwischenstück“* als Dolomit noch in den Wänden des *Schafberges* etc. steckt, ist nicht nachweisbar.

Im Westen verschwinden *Zwischenstück* samt der Grenze gegen das aufliegende Kristallin unter dem Gehängeschutt des

Parpaner Rothornes, sowie den Bergsturzmassen, die hier vom *Parpaner Weisshorn* niedergebrochen sind.

Soviel war mir 1903 von dem *Zwischenstück* bekannt: An eine Fortsetzung dieser Zone gegen *Tiefenkastel* zu hatte ich einmal infolge meiner Vorstellung der Gesamttektonik des Gebietes nicht gedacht. Eine mögliche Fortsetzung konnte anderseits — das war ein Schluss, der aus der Neigung der Ueberschiebungslinie zwischen *Zwischenstück* und Kristallin zu ziehen war — nirgends mehr zu Tage kommen, sondern müsste tief unter dem Moränenmaterial der *Lenzerheide* stecken.

Nun hat eine genaue Kartierung und Durchforschung der Südwestecke des *Plessurgebirges* folgendes Resultat erbracht:

Der nordsüdlich verlaufende Einschnitt des alten Glacialtales der *Lenzerheide* hat einen sehr schönen Querschnitt durch die westlichen Teile des *Plessurgebirges* ergeben. Die Ueberschiebung des Kristallinen auf die Trias-Juragesteine des *Parpaner Weisshornes* ist ausgezeichnet sichtbar aufgeschlossen. Die Ueberschiebungslinie senkt sich gegen Süden und verschwindet unter dem Schutt des *Parpaner Rothornes*. Die kristallinen Massen des *Rothornes* bauen sich als zusammenhängende dunkelrote Felswände über der Alpregion auf und ziehen gen Süden. Auch sieht man — etwa von den Häusern *„Sartons“* — sehr gut, wie diese kristallinen Gesteine allmählich unter den Sedimentgesteinen des *Lenzerhornes* verschwinden, — in ganz ähnlicher Weise, wie sie dies an ihrem Ostende unter dem Dolomit des *Erzhornes* tun.

Das alles ist ein — wenn man so sagen will — „normales“ Bild, denn es war eigentlich von vornherein zu erwarten, dass das *Lenzerhorn* die Fortsetzung der Zone des *Alteiner Tiefenberges* ist, wie dies weiter unten auch im Detail auszuführen sein wird.

Auffallenderweise erscheinen aber unter der kristallinen Fortsetzung des *Parpaner Rothornes*, unter dem Rücken *„Foil-Cotschen“*, sowie unter der kristallinen Basis des nördlichen *Lenzerhornes* Dolomite, und zwar, mit Einspitzungen anderer Gesteine, die schon eine oberflächliche Betrachtung an den Farbenunterschieden sofort erkennen lässt.

Diese Stelle war natürlich sehr interessant, wenn auch infolge des steilen Geländes schwierig zu kartieren.

Drei Profillinien, die etwa an folgenden drei Stellen durch diese Masse gelegt werden, ergeben folgendes Bild:

I. Etwas südlich *Foil-Cotschen* (von unten nach oben):

1. Bergschutt,
2. Dolomit,
3. Kössner,
4. Lias,
5. Dolomit,
6. Kössner,
7. Dolomit,
8. Kössner,
9. Lias,
10. Dolomit,
11. Rauhwacke,
12. Dolomit,

Ueberschiebung

13. Kristallin.

II. Etwas südlich *Ova da Sanaspans* (von unten nach oben):

1. Bergschutt,
2. Hauptdolomit,
3. Kössner,
4. Lias,
5. Dolomit,

Ueberschiebung

6. Kristallin,
7. Verrucano,
8. Dolomit.

III. Bei *Bova Pintga* (von unten nach oben):

1. Bergschutt,
2. Dolomit,

Ueberschiebung

3. Dolomit.

Wie man also ohne weiteres sieht, eine Struktur, die durchaus die gleiche ist wie die des *Parpaner Weisshornes* und *Tschirpen*. Und zwar nicht nur, was Baumaterial und Anordnung anbelangt, sondern auch in der Art des Auskeilens der einzelnen Schichtglieder, sowie in der Art der Ueberlagerung von fremden Gesteinselementen. (Siehe Profil I und Ia, Tafel XIII.)

Unbedenklich würde man sofort diese Schuppen mit denen des *Parpaner Weisshornes* in direkte Verbindung bringen, wenn nicht die Fortführung der oberen Linien weit übereinander greifen würde. Doch löst sich diese Schwierigkeit alsbald bei der genauen Erforschung des Verlaufs dieser Zone nach Norden. Da sehen wir diese Dolomite, Kössner Schichten und Liasgesteine an einer scharfen Linie gegen kristalline Gesteine absetzen. Es ist eine Verwerfungslinie seltener Schönheit, auf die man in des Wortes verwegenster Bedeutung die Hand legen kann. Links und rechts des glatten Schnittes mit glänzenden Harnischflächen werden zwei schmale, nur bis 2 dm breite Streifen einer typischen Reibungsbreccie sichtbar — südlich davon stehen die mesozoischen Sedimente an — nördlich die kristallinen Gesteine des *Parpaner Rothornes*. Auf etwa 100 m in der steilen Wand sind — wie schon

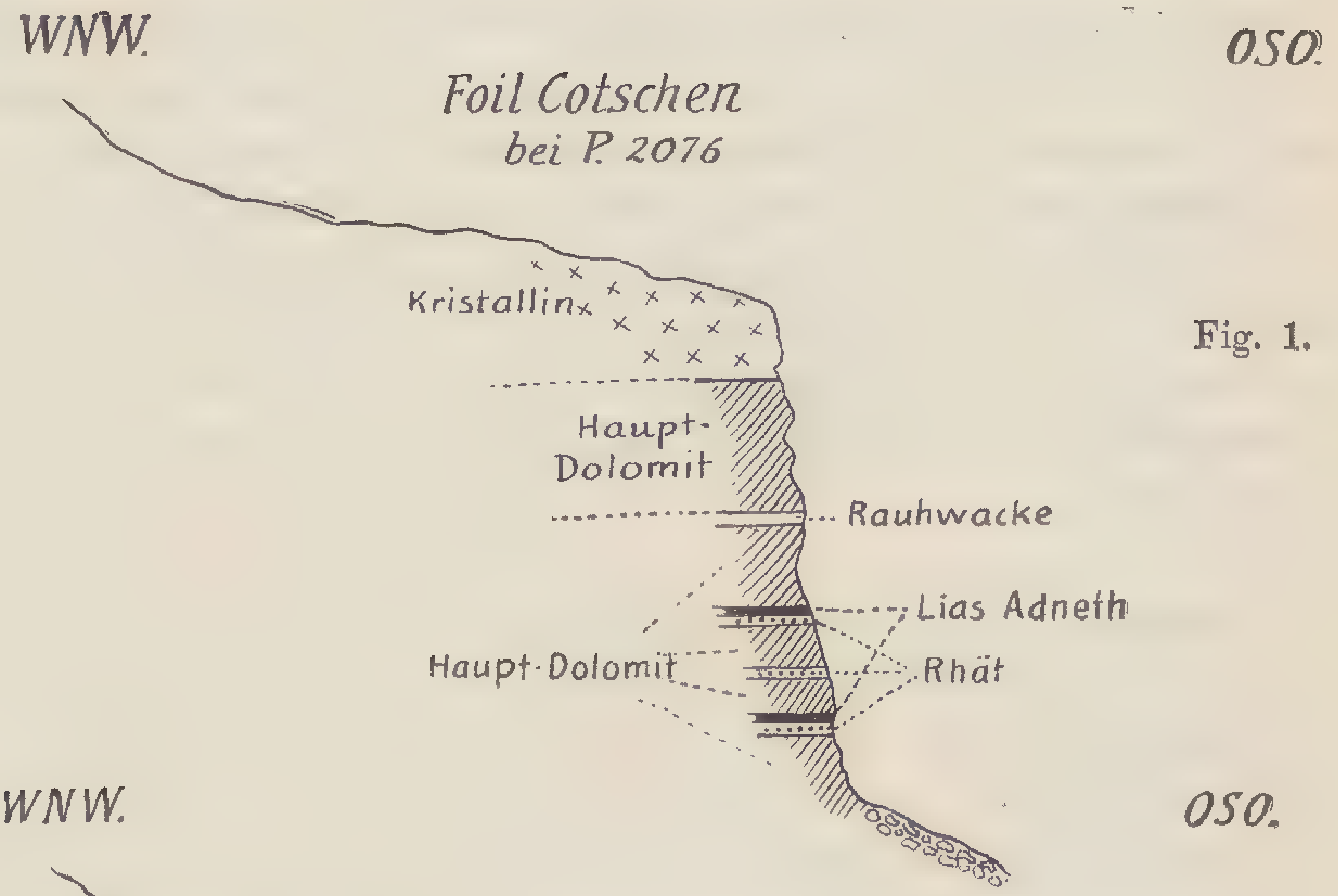

WNW.
OSO.
Foil Cotschen
bei P. 2076
Kristallin
Haupt-
Dolomit
Rauhwacke
Lias Adneth
Haupt-Dolomit
Rhät

Fig. 1.

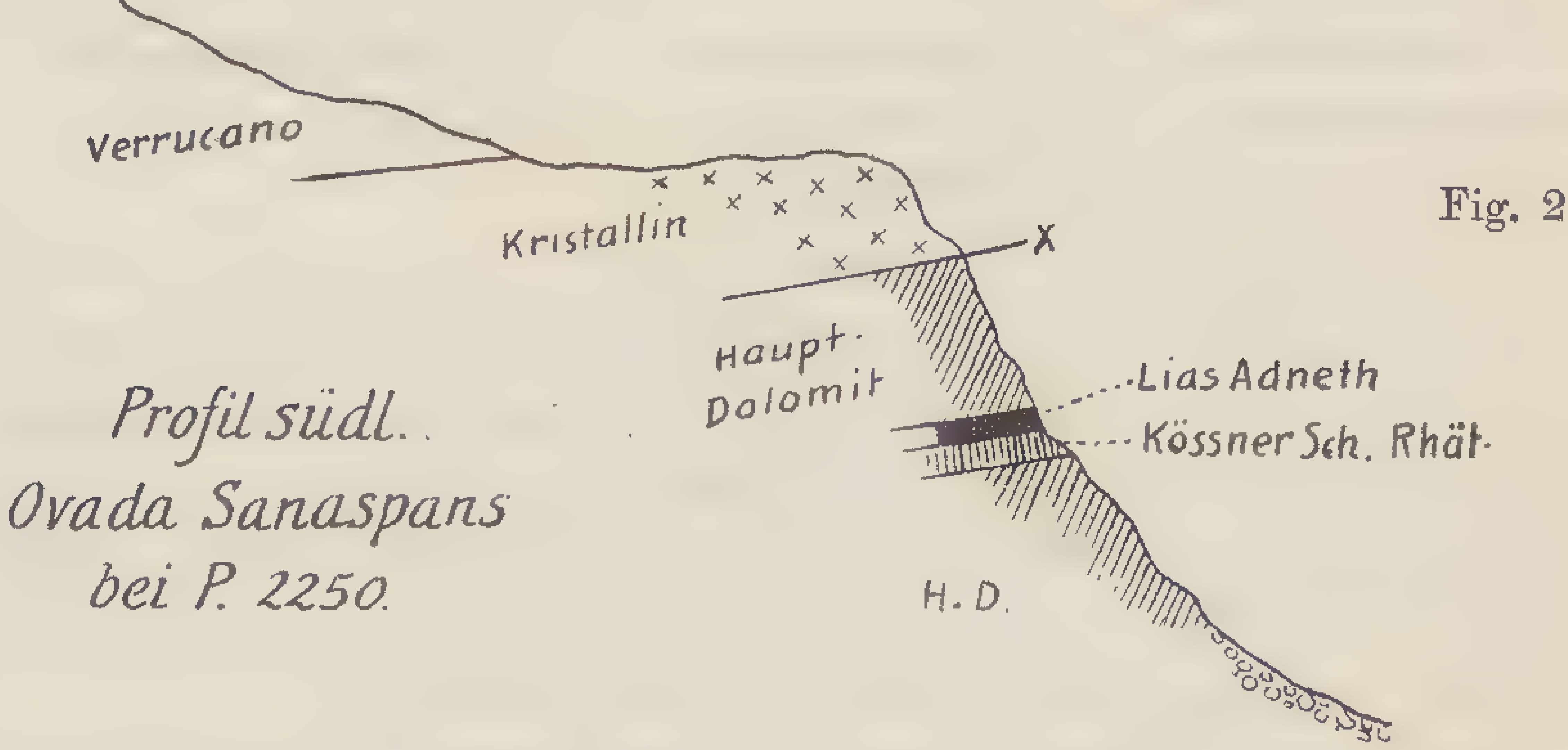

WNW.
OSO.
Verrucano
Kristallin
X
Haupt-
Dolomit
Lias Adneth
Kössner Sch. Rhät
H. D.
Profil südl.
Ovada Sanaspans
bei P. 2250.

Fig. 2.

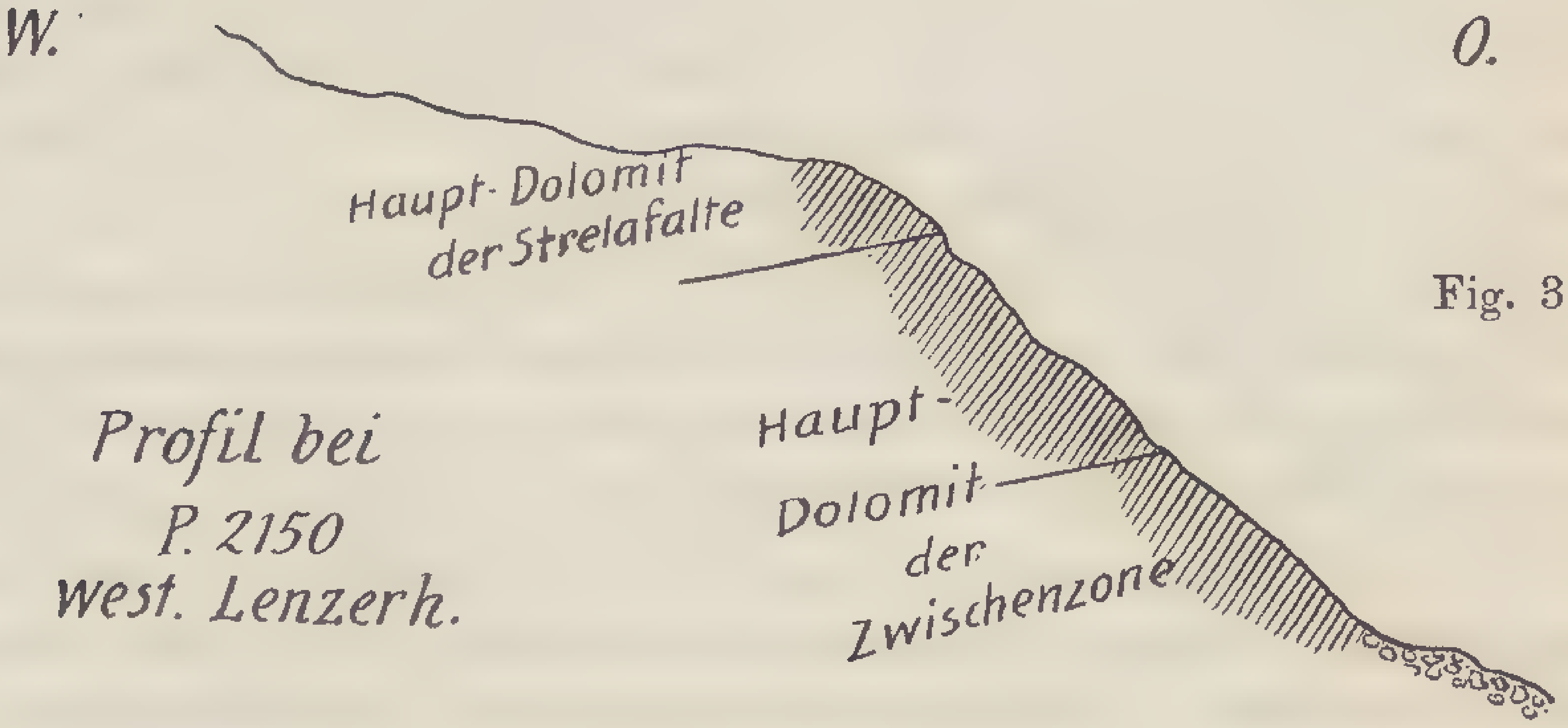

W.
O.
Haupt-Dolomit
der Strelafalte
Profil bei
P. 2150
west. Lenzerh.
Haupt-
Dolomit
der
Zwischenzone

Fig. 3.

Fig. 1, 2, 3. Drei Querschnitte durch die Zwischenzone bei Foil Cotschen sowie am westl. Lenzerhorn. Namentlich gewählt zur Illustration der genauen Analogie mit dem Ostende des Zwischenstückes.

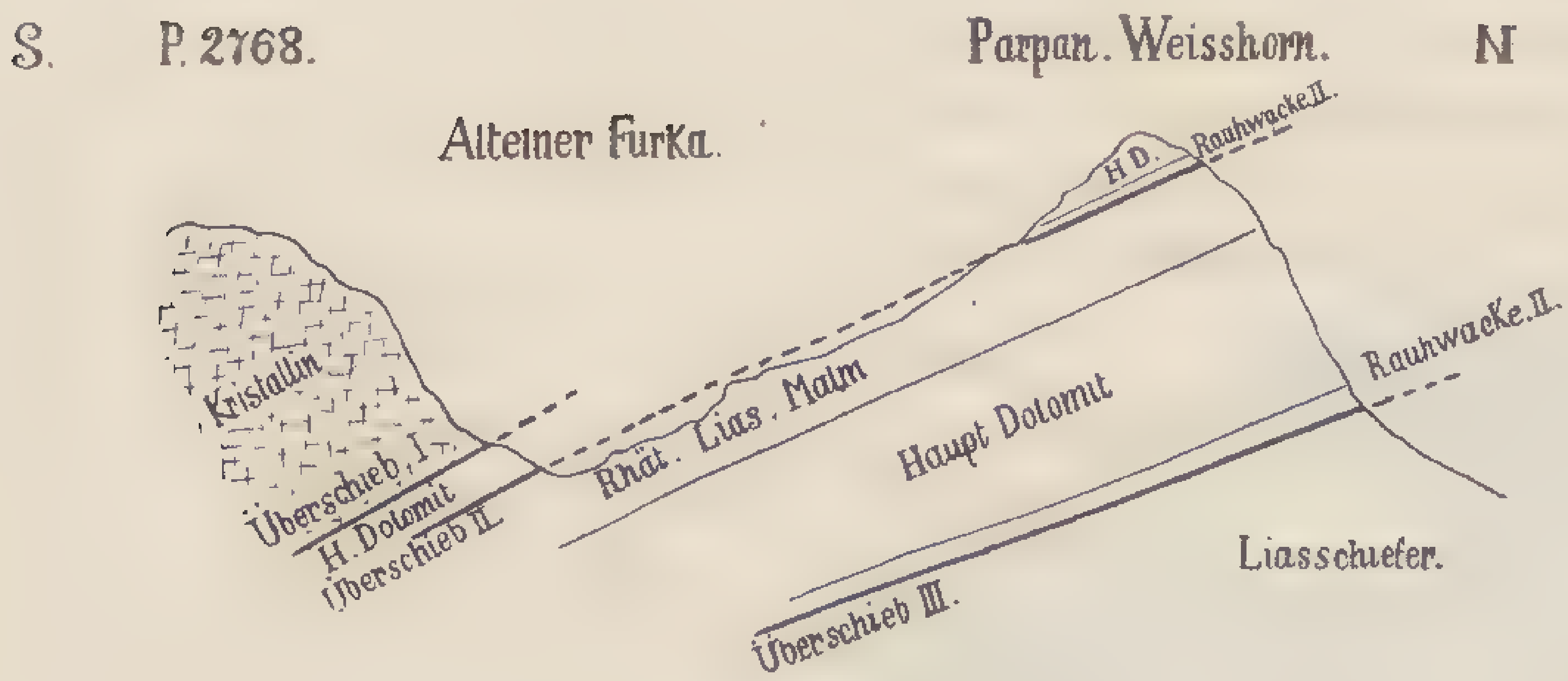

S.
P. 2768.
Parpan. Weisshorn.
N
Alteiner Furka.
H. D.
Rauhwacke II.
Kristallin
Überschieb. I.
H. Dolomit
Überschieb. II.
Rhät. Lias. Malm
Haupt Dolomit
Rauhwacke II.
Liasschiefer.
Überschieb III.

Fig. 4.

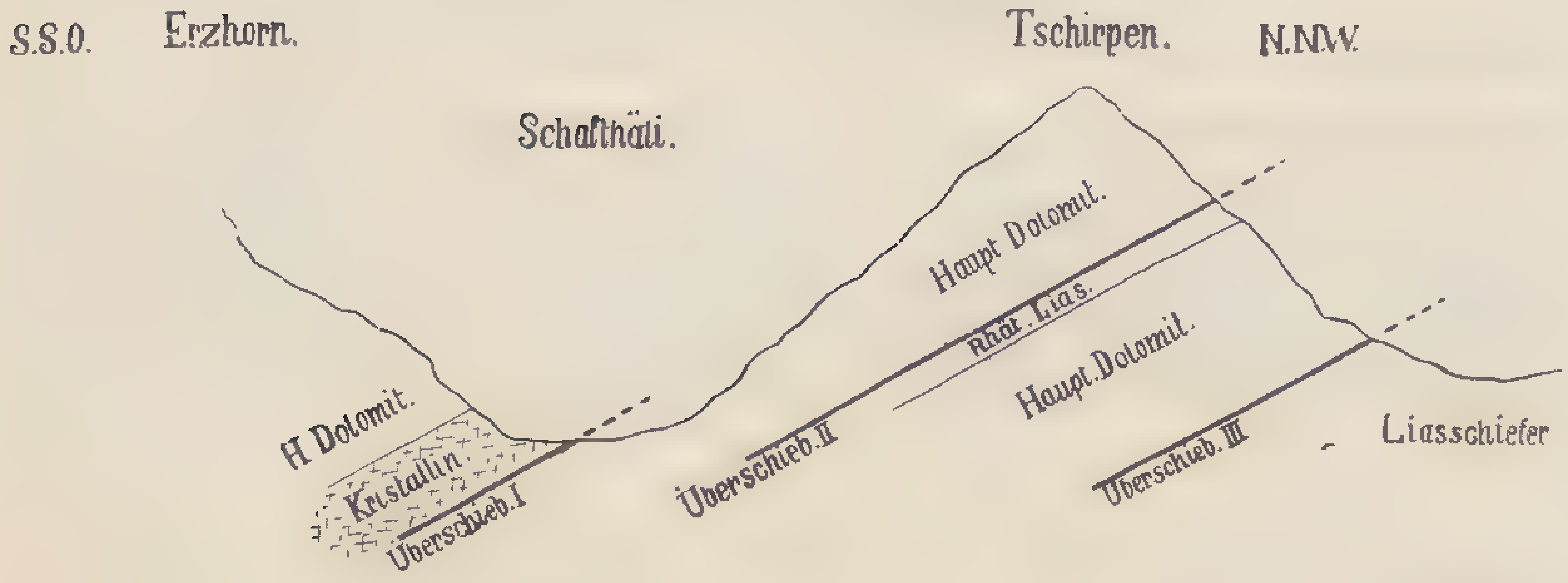

S.S.O.
Erzhorn.
Tschirpen.
N.N.W.
Schafthäli.
Haupt Dolomit.
Rhät. Lias.
Haupt Dolomit.
H. Dolomit.
Kristallin
Überschieb. I
Überschieb. II
Überschieb. III
Liasschiefer

Fig. 5.

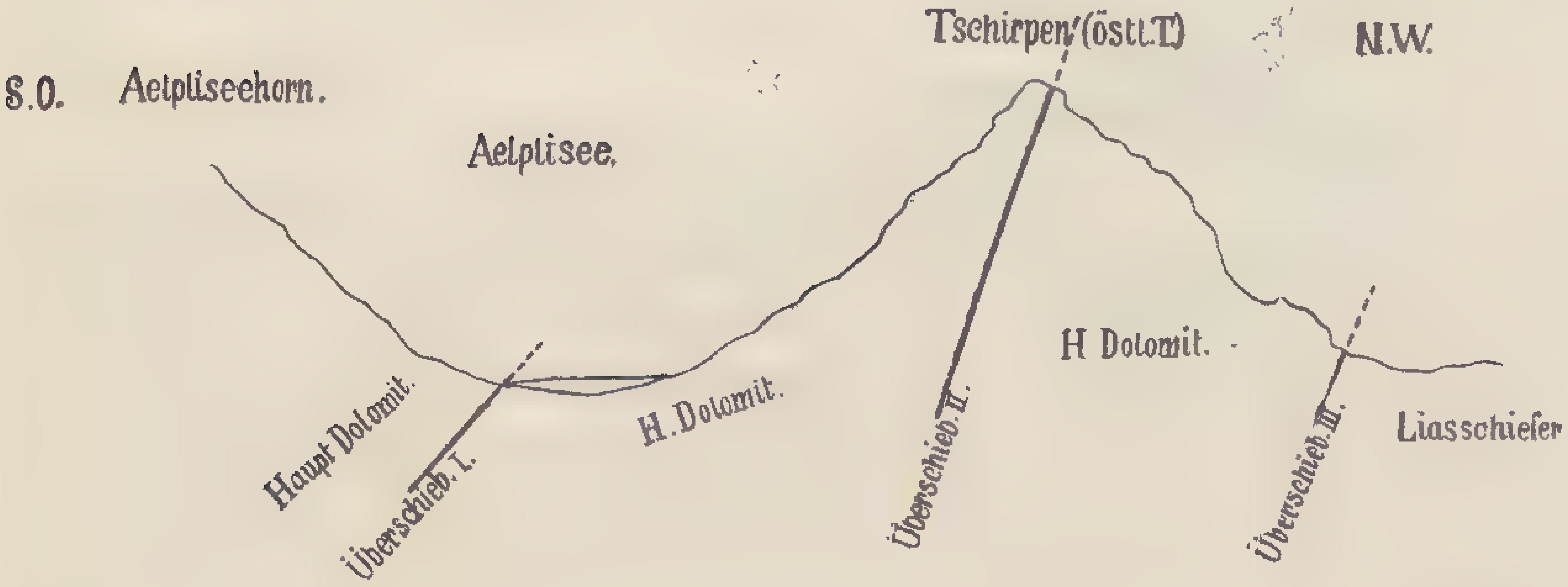

S.O.
Aelpliseehorn.
Tschirpen (östl. T.)
N.W.
Aelplisee.
H Dolomit.
Haupt Dolomit.
H. Dolomit.
Überschieb. I.
Überschieb. II.
Überschieb. III.
Liasschiefer

Fig. 6.

Fig. 4, 5, 6. Drei Parallelschnitte durch die Zwischenzone am Parpaner Weisshorn und Tschirpen. Schuppenstruktur dieser Zone.

Vergleiche Abbildungen 1, 2 und 3.

A 491

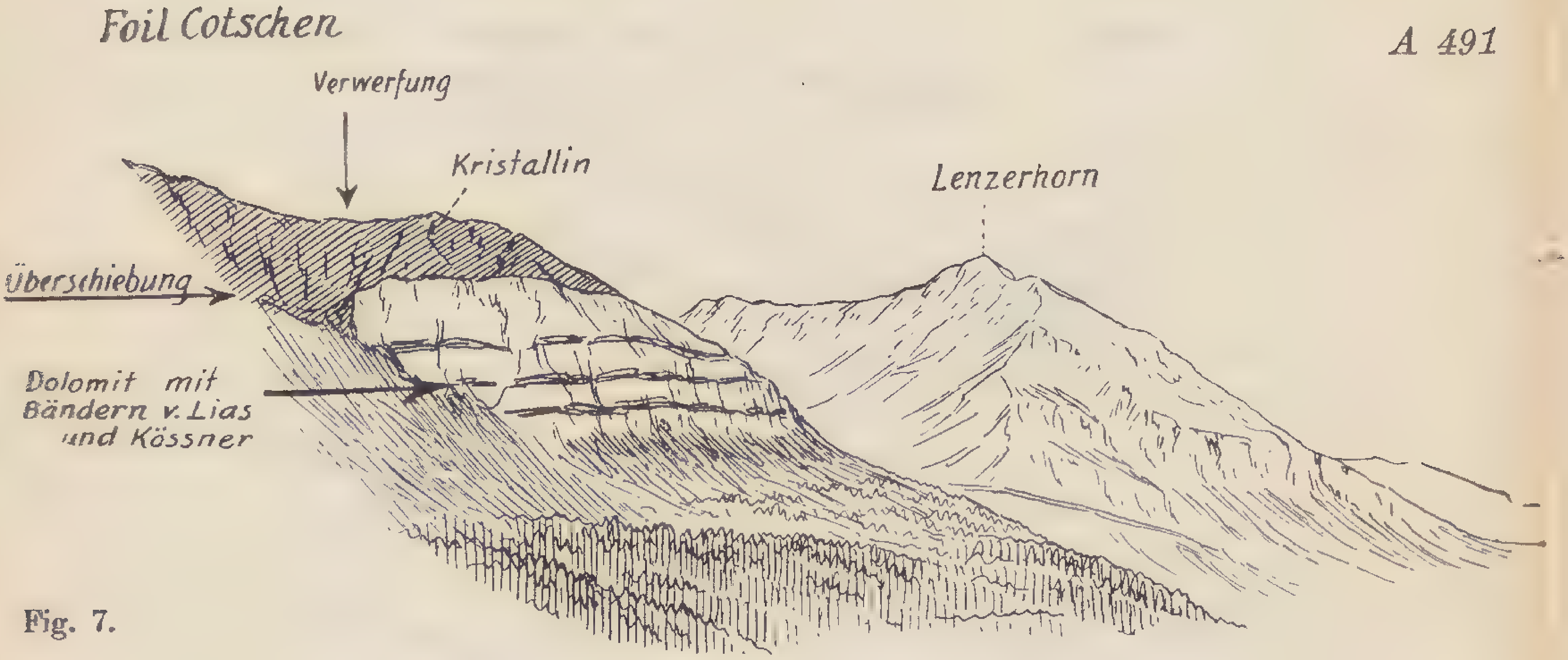

Foil Cotschen
Verwerfung
Kristallin
Lenzerhorn
Überschiebung
Dolomit mit Bändern v. Lias und Kössner

Fig. 7.

Ansicht der Wand unterhalb Foil Cotschen. Gesehen von Sartons oberhalb Parpan. Zeigt die Ueberlagerung des Dolomits der Zwischenzone durch Kristallin der „Ostalpinen Zone“. Zeigt die Einspitzungen von Lias und Kössner in diesem Dolomit, sowie die Verwerfung, die den Dolomit gegen Norden abschneidet. Durch den Taleinschnitt fliesst die Ova da Sanaspans.

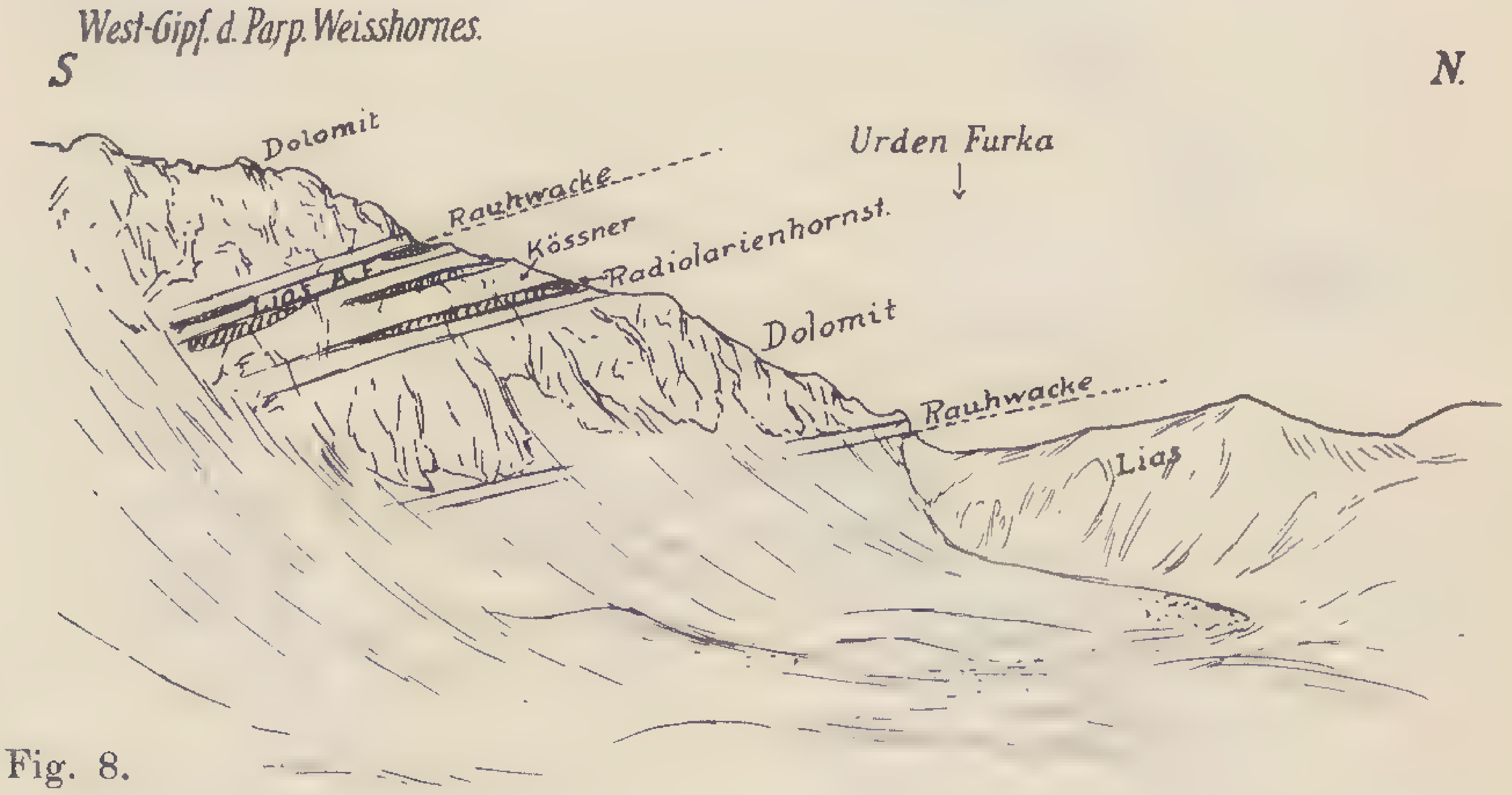

West-Gipf. d. Parp. Weisshornes.
S
N.
Dolomit
Rauhwacke
Kössner
Radiolarienhornst.
Lias
A.F.
E
Urden Furka
Dolomit
Rauhwacke
Lias

Fig. 8.

Die Ueberschiebung der unteren Scholle des Parpaner Weisshornes (jüngere Rauhwacke, Hauptdolomit, Kössner — mit Lias- und Radiolarienhornstein-Fetzen —) über den Lias der Urden-Furka, sowie der oberen Schuppe (jüngere Rauhwacke und Hauptdolomit) über die untere. Gesehen von etwas unterhalb des Hörnligrates gegen Westen.

die Photographie zeigt — diese Verhältnisse schön und deutlich sichtbar, darunter am Fuss der Wand verdeckt Schutt alles weitere, oben stossen kristalline Massen aneinander und machen die Beobachtung des weiteren Verlaufs dieser Verwerfung unmöglich. Jedenfalls haben wir eine Sprunghöhe von allermindestens 100 m. Wahrscheinlich ist sie bedeutend grösser.

Nun liegt aber gar kein Hindernis mehr vor, die Basis des *Foil-Cotschen* und des *Lenzerhornes* mit dem *Parpaner Weisshorn* zu verbinden — eher das Gegenteil.

Wir sehen also das ***Parpaner Zwischenstück*** sich weit nach Süden unter die kristallinen Gesteine und Dolomite der ***Strela-Amselfluh-Lenzerhornkette*** fortsetzen. Mindestens bis zum Ende des Wortes *„Crons“*. Wahrscheinlich noch beträchtlich weiter. Aber da hier — genau wie an der Basis des *Schafberges* im Osten! — Dolomit auf Dolomit liegt, und da die Einspitzungen von Lias etc. in der Unterlage fehlen, lässt sich die Grenze zwischen Decke und Unterlage nicht angeben.

Die genaue Analogie zwischen Ost- und Westende des ***Zwischenstückes*** tritt wohl am besten durch Zusammenstellung graphischer Darstellung der Verhältnisse hervor — wie dies auf Seite 50 und 51 geschehen.

Alles in allem: das ***„Zwischenstück“*** unterscheidet sich in Bau wie Gesteinen sehr wesentlich von der *„Aufbruchzone“*. Und wie wir gleich sehen werden: ebenso wesentlich von der ***„Ostalpinen Zone“*** im Süden.

Es liegt als Schubmasse mit ***anormalem Kontakt*** auf der ***Aufbruchzone*** und wird von der ***„Ostalpinen Zone“*** in genau derselben Weise wiederum überlagert. Wir erkennen es also als Schichtpaket relativ ungestörter Struktur, dessen Wurzel wir ebensowenig sehen wie bei den Gesteinen der ***Aufbruchzone***, und das selbst wiederum von einem andern Schichtpaket überwältigt ist. Ihre maximale Dickenentwicklung erreicht die ***Zwischenzone*** am *Parpaner Weisshorn* — nach Osten und Westen dünnt sie aus, ohne dass wir aber das wirkliche Ende angeben könnten. Die Ueberschiebung durch die nächst höhere Zone ist auf mindestens 10 km senkrecht zum Streichen zu beobachten.

Strela-Amselfluh-Lenzerhornfalte.

Profil 2—6, Tafel XIII.

In den vorstehenden Zeilen wurde schon kurz darauf hingedeutet, dass das Gebiet des *Lenzerhornes* die westliche Fortsetzung der *Strela-Amselfluhfalte* ist. Wir hätten dann hier wie da eine relativ einfache Tektonik zu erwarten.

Am leichtesten werden wir die Darstellung verständlich machen, wenn wir von Bekanntem ausgehen und die Verhältnisse des *Alteiner Tiefenberges* — so heisst die ganze Region zwischen den Bergen östlich des *Welschtobels* — Schritt um Schritt gegen Westen verfolgen.

Im Osten, in der Gegend des *Schiesshornes* und der *Amselfluh,* liegen — wie bei meiner ersten Arbeit ausführlich gezeigt und durch Profile belegt wurde — die Verhältnisse insofern sehr einfach, als hier orographisches Streichen der Gebirge und geologisches Streichen parallel laufen. (Siehe die Kartenskizze auf Seite 65.)

Dieses Verhältnis beobachten wir auf der ganzen Länge des *Alteiner Tiefenberges,* also der merkwürdigen Depression zwischen *Furkahorn, Schiesshorn, Leidfluh* im Westen und der Reihe *Amselfluh, Valbellahorn, Welschtobelhörner* im Osten.

Der Bau dieser Berge ist um so leichter zu erkennen, als der *„Tiefenberg“* zusammenfällt mit dem Scheitel einer aufgerissenen liegenden Falte, deren hängenden Schenkel die östliche Bergseite, deren liegenden die westliche Bergseite repräsentiert. Als weiterhin sehr vereinfachendes Moment kommt dazu, dass die Berghänge gegen *Landwasser* und *Albula* im grossen und ganzen dasselbe Fallen haben wie die geologischen Schichten, was bedingt, dass wir je nach dem Grad der Erosion zwar auf verschiedenalterigen — aber stets auf Schichten zu Tale steigen, die eine grosse Oberflächenausdehnung haben.

Vom *Strelapass* bis zum *Schiesshorn* ist diese Antiklinale mit dem liegenden Schenkel auf die *Aufbruchzone* geschoben.

Weiter westlich — vom *Schafberg* an — ändert sich dies. Eine zweite Antiklinale steigt in die Höhe, bildet ungefähr mit ihrer Kulmination die Kammlinie *Schafberg* bis *Erzhorn-Rothorn* und ist mit aufsteigendem Schenkel überschoben. Der regelmässige — geradlinige — Verlauf der Kämme hat etwa beim *Erzhorn* sein Ende. Vom *Rothorn* an sehen wir einen Gebirgsast sich fast senkrecht zur bisherigen Kammlinie stellen und auf das *Lenzerhorn* zustreichen. Gleichzeitig hört die lange Kammlinie der Berge *Amselfluh* bis *Gugernell* mit letzterem Berge auf, ebenso die Linie *Küpfenfluh-Schiesshorn* etc. mit der *Leidfluh.* Sie tauchen orographisch unter in das grosse Hochtal der *Alp Ramoz.* Das geologische Streichen setzt aber geradlinig weiter nach Südwesten fort. Daher kommt es, dass einmal der Verrucano — als antiklinaler Kern — in dem breiten Hochtal des oberen *Welschtobels* eine so grosse Ausdehnung erlangt, und dass zweitens der Verrucano über den Gipfel des *Lenzerhornes* wegzieht, da dieser Berg in der Verlängerung der Depression *Alteiner Tiefenberg-Alp Ramoz* liegt.

Die kristallinen Massen der beiden *Rothörner* etc. waren einstens, wie am *Aroser Rothorn, Erzhorn* usw. noch gut beobachtbar, von den normalen Sedimenten der *Strela-Amselfluhfalte* bedeckt. In diesen höchsten Erhebungen des *zentralen Plessurgebirges* erblicken wir den kristallinen Untergrund der ganzen *Strelafalte.*

Diese Bewegung grosser Massen des alten Untergrundes scheint aber — wie auch eigentlich nicht anders zu erwarten — einen gewissen Einfluss auf die darüberliegende Sedimentdecke gehabt zu haben. Es wurde schon oben erwähnt, dass westlich des *Schiesshornes* die liegende *Strelafalte* nicht mehr mit ihrem liegenden Schenkel auf die *Aufbruchzone* geschoben ist, sondern dass sie vorher noch einmal zu einer zweiten — „vorderen“ oder „nördlichen“ — Antiklinale aufsteigt.

Im *Schafberge* haben wir den hangenden, aufsteigenden Schenkel dieser zweiten Antiklinale, die im Streichen leicht westlich verfolgt werden kann. Auch *Aelpliseehorn* und *P. 2848* sind aufsteigender Schenkel — letzter Gipfel zum Teil auch schon liegender — dieser Falte, die am vollständigsten am *Erzhorn* erhalten ist mit gut ausgebildetem liegendem Schenkel.

Mit der Annäherung an das *Aroser Rothorn* — und weiterhin an den *P. Naira* und *P. Miez* — sehen wir die vordere Antiklinale (die *Schafberg-Erzhornantiklinale*) aber immer unregelmässiger werden und immer mehr reduziert in ihren Gliedern. Manche Schichtglieder setzen ganz aus, andere sind oft auf wenige Meter reduziert. So ist es verständlich, dass wir hier auf kurzer Strecke bald Wetterstein, bald Hauptdolomit, dann wieder (allerdings nur ganz vereinzelt!) Verrucano auf dem Kristallinen finden.

Alles in allem macht es den Eindruck (ist aber nicht nachweisbar!), als ob der kristalline Untergrund bei der Ueberschiebung der *Strela-Lenzerhornzone* gegen seine aufliegenden Sedimente auch verschoben wäre, — als ob die Sedimente hier etwas gegen ihn zurückgeblieben wären und er daher einmal nicht immer im normalen Kontakt mit ihnen steht, anderseits auch so weit in horizontaler Richtung vorgerückt ist. Das würde dann auch eine Erklärung der unruhigen Topographie der *Rothorngruppe* abgeben, die sich augenfällig von dem regelmässigen Bilde der *Strela-Amselfluh*berge abhebt.

Eine Reihe von Parallelprofilen kann übrigens diese Verhältnisse besser verdeutlichen als viele Worte dies zu tun vermögen.

Profil durch die Mädrigerfluh. (Fig. 9.)

Die *„Strelafalte“* ist mit ihrem liegenden Schenkel auf die *„Aufbruchzone“* geschoben. Dementsprechend sehen wir die Westwände der *Mädrigerfluh* aufgebaut aus Hauptdolomit und Wetterstein, die sanfteren Osthänge aus Wetterstein, Muschelkalk und Rauhwacke. Es folgt der Verrucano, der sich weit hinab ins Tal erstreckt, da die ganze ihm aufliegende Bedeckung des hangenden Schenkels durch Erosion verschwunden ist. Ein wenig weiter südlich enthält der Verrucano ansehnliche Porphyrdurchbrüche, die den *„Schafgrind“* und *„Kummerhubel“* bilden.

Nr. 1. Profil: Schiesshorn-Amselfluh. (Fig. 10.)

Im Westen sehen wir dasselbe Bild wie bei dem vorigen Schnitt. Anders im Osten: jenseits der Depression des *„Alteiner Tiefenberges“* ist der hangende Schenkel noch recht gut erhalten und wir sehen die Westwand der *Amselfluh* aufgebaut aus Rauhwacke, Muschelkalk und Wettersteindolomit. Höhere Horizonte sind hier allerdings auch der Erosion zum Opfer gefallen.

Nr. 2. Profil: Schafberg-Leidfluh-P. 2797. (Fig. 11.)

Ungefähr dasselbe Bild wie Nr. 1. Nur sehen wir die Dolomite des liegenden Schenkels noch einmal in die Höhe steigen als hangenden Schenkel der nächsten („nördlichen“, „zweiten“) Antiklinale. In ihnen ist der tiefe wilde *Welschtobel* eingeschnitten.

Schon zeigt sich im übrigen das Verschwinden der — orographischen — Kette *Schiesshorn-Leidfluh*, und auch der hangende Schenkel *(P. 2797)* ist im Vergleich zur *Amselfluh* bereits wieder stark reduziert (orographisch!).

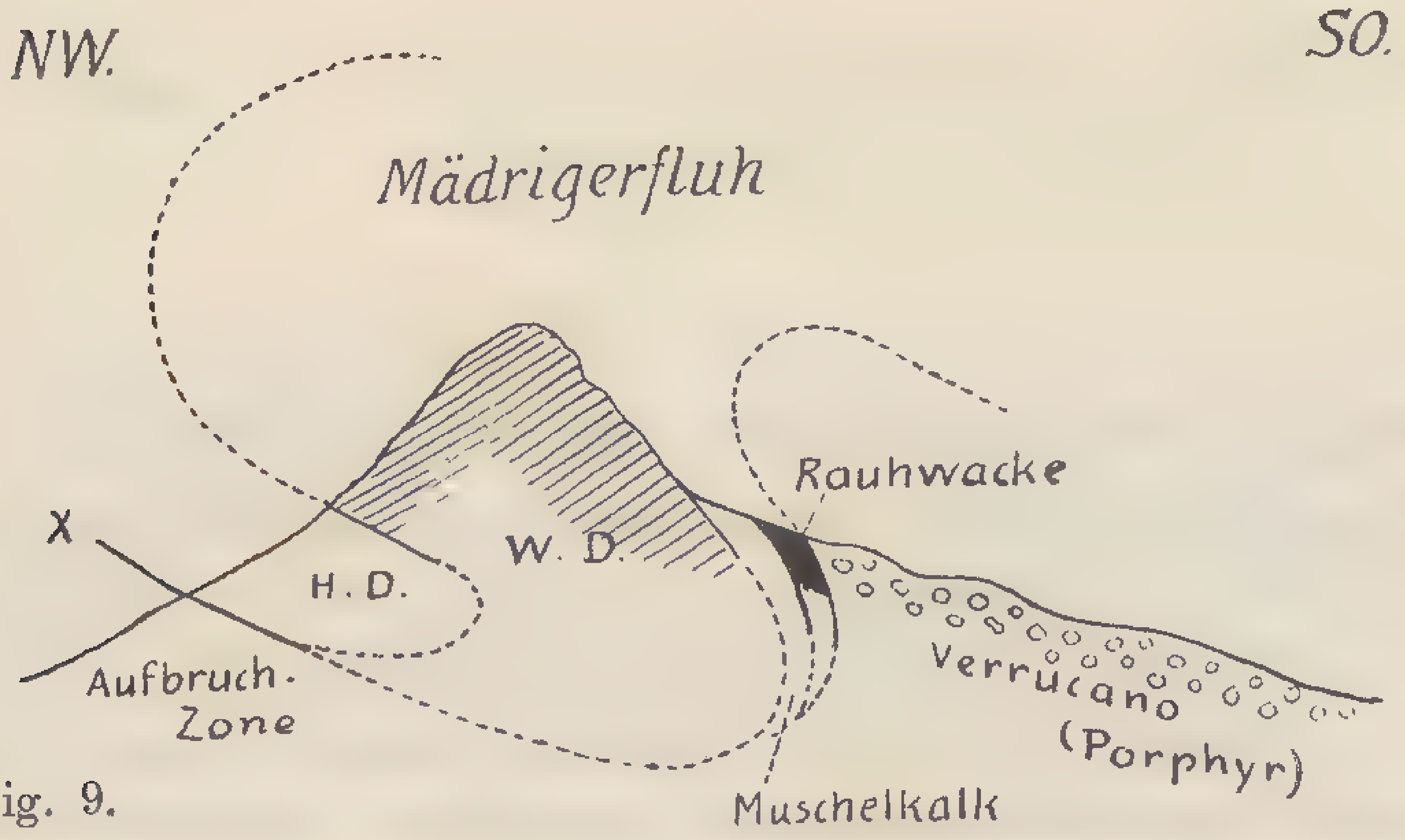

NW.
SO.
Mädrigerfluh
Rauhwacke
X
H. D.
W. D.
Aufbruch-Zone
Verrucano (Porphyr)
Muschelkalk

Fig. 9.

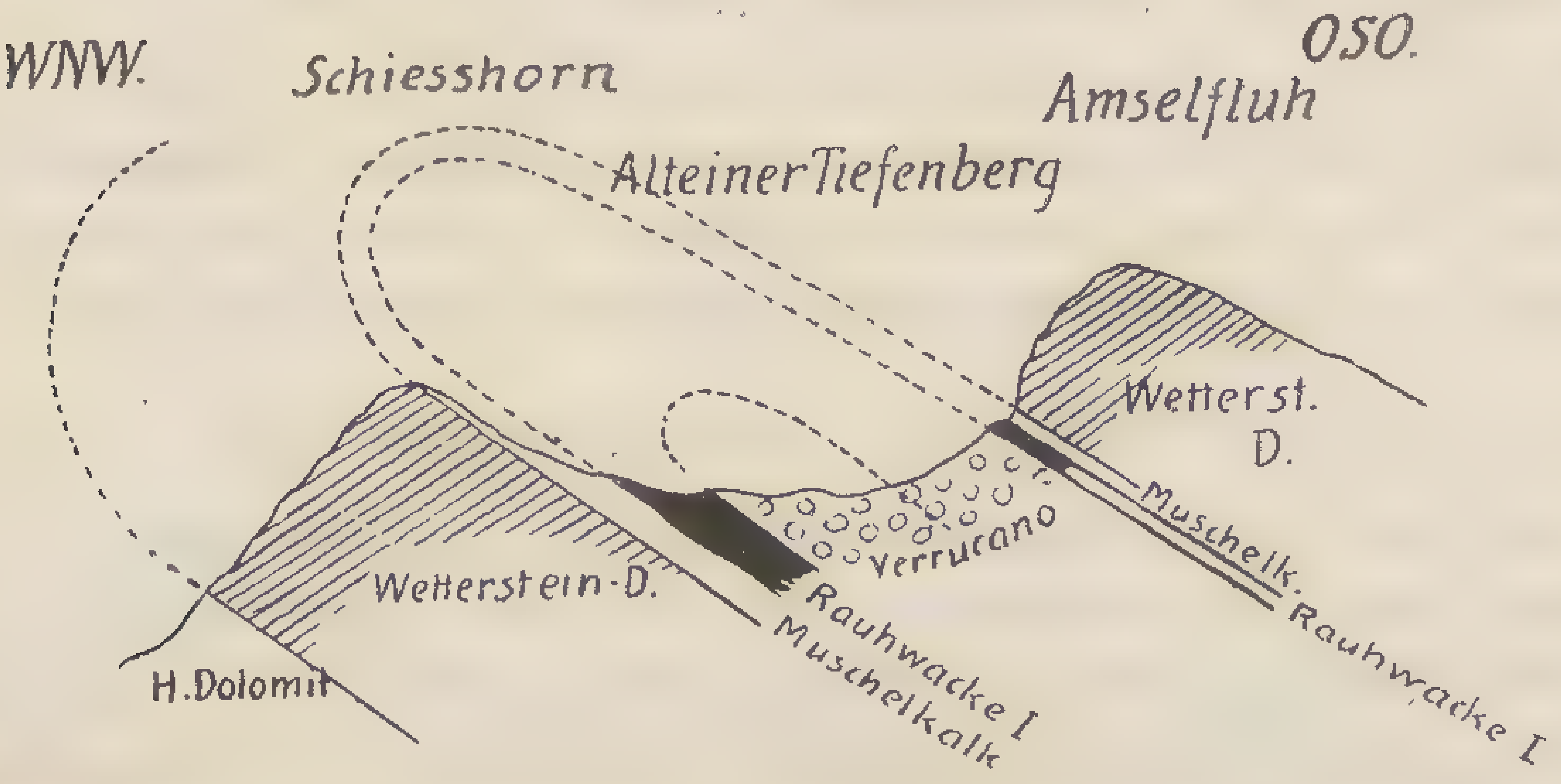

WNW.
Schiesshorn
OSO.
Amselfluh
Alteiner Tiefenberg
Wetterst. D.
Verrucano
Wetterstein-D.
Muschelk.
Rauhwacke I
Muschelkalk
Rauhwacke I
H. Dolomit

Fig. 10. Profil Nr. 1 der tekt. Skizze.

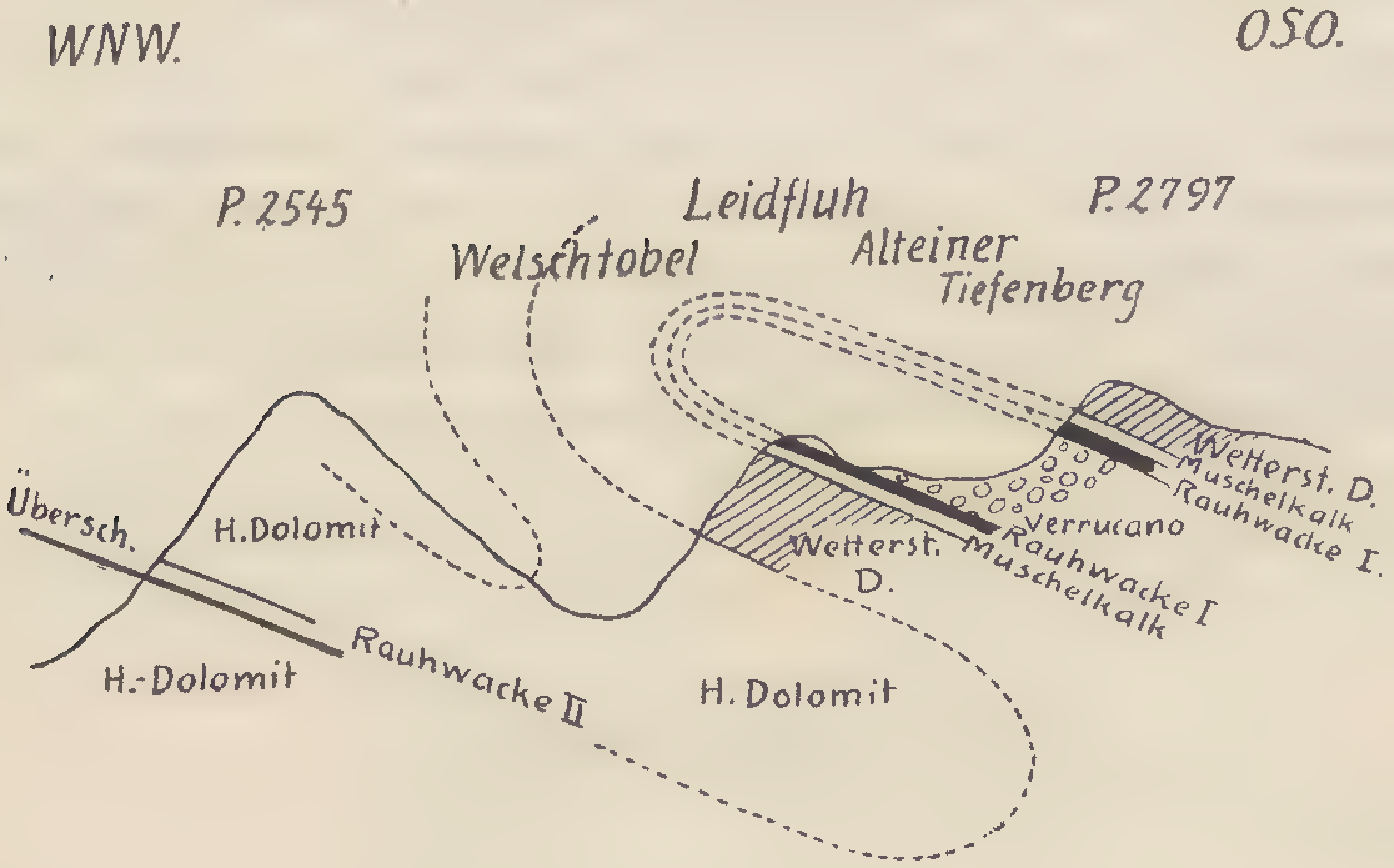

WNW.
OSO.
P. 2545
Leidfluh
P. 2797
Welschtobel
Alteiner Tiefenberg
Wetterst. D.
Muschelkalk
Rauhwacke I.
Übersch.
H. Dolomit
Verrucano
Wetterst. D.
Rauhwacke I
Muschelkalk
H.-Dolomit
Rauhwacke II
H. Dolomit

Fig. 11. Profil Nr. 2 der tekt. Skizze.

Nr. 3. Profil: Erzhorn-Gugernell. (Fig. 12.)

Die *Schiesshorn-Leidfluh*kette hat endgültig ihr Ende gefunden. Auch die *Amselfluh-Gugernell*kette ist nahe am Verschwinden, der Wetterstein des *Gugernell* ist schon fast ganz zerstört. Da die Antiklinale etwas flacher übergelegt ist, so gewinnt der Verrucano grössere Oberflächenausdehnung. Die „nördliche" Antiklinale zeigt am *Erzhorn* ihre vollständigste Ausbildung; sie ist eine vollständige Falte mit hängendem und liegendem Schenkel, untergeordnete Fältelung zeigend. Der kristalline Untergrund tritt an der Basis des *Erzhornes* zu Tage, auf ihm liegt unter Ausschaltung der Zwischenglieder unmittelbar Hauptdolomit.

Nr. 4. Erzhorn-Westgrat — Gugernell-Westgrat. (Fig. 13.)

An Stelle der *Leidfluh*kette treffen wir eine Depression — den Oberlauf des *Welschtobel*baches, der hier nach Süden umbiegt. Die *Gugernell*kette ist beinahe verschwunden. Die „Nord"-Antiklinale ist bereits wieder stark reduziert. — Auch hier liegt Hauptdolomit direkt auf Kristallinem.

Nr. 5. Aroser Rothorn-Furcletta-P. 2422. (Fig. 14.)

Auch die *Gugernellkette* ist verschwunden. Die Gesteine des hangenden Schenkels sind bis auf den Verrucano aberodiert, dementsprechend sehen wir den Verrucano die Hänge hinab zum *Albulatale* zusammensetzen. Das Kristalline bildet den Gipfel des *Rothornes* — nur der sehr reduzierte hangende Schenkel der „Nord"-Antiklinale klebt gewissermassen darauf.

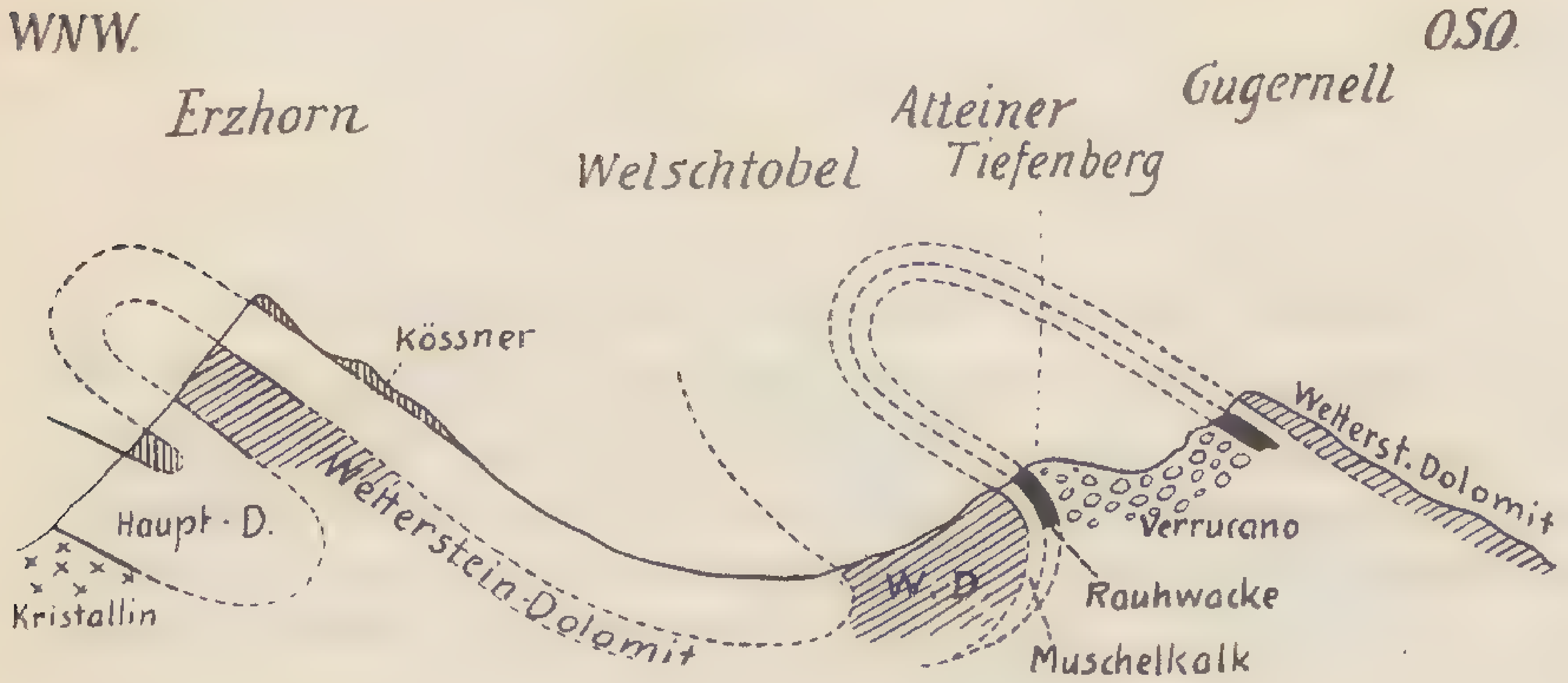

WNW.
OSO.
Erzhorn
Alteiner Tiefenberg
Gugernell
Welschtobel
Kössner
Wetterst. Dolomit
Verrucano
Haupt-D.
Wetterstein-Dolomit
W. D
Rauhwacke
Kristallin
Muschelkalk

Fig 12. Profil Nr. 3 der tekt. Skizze.

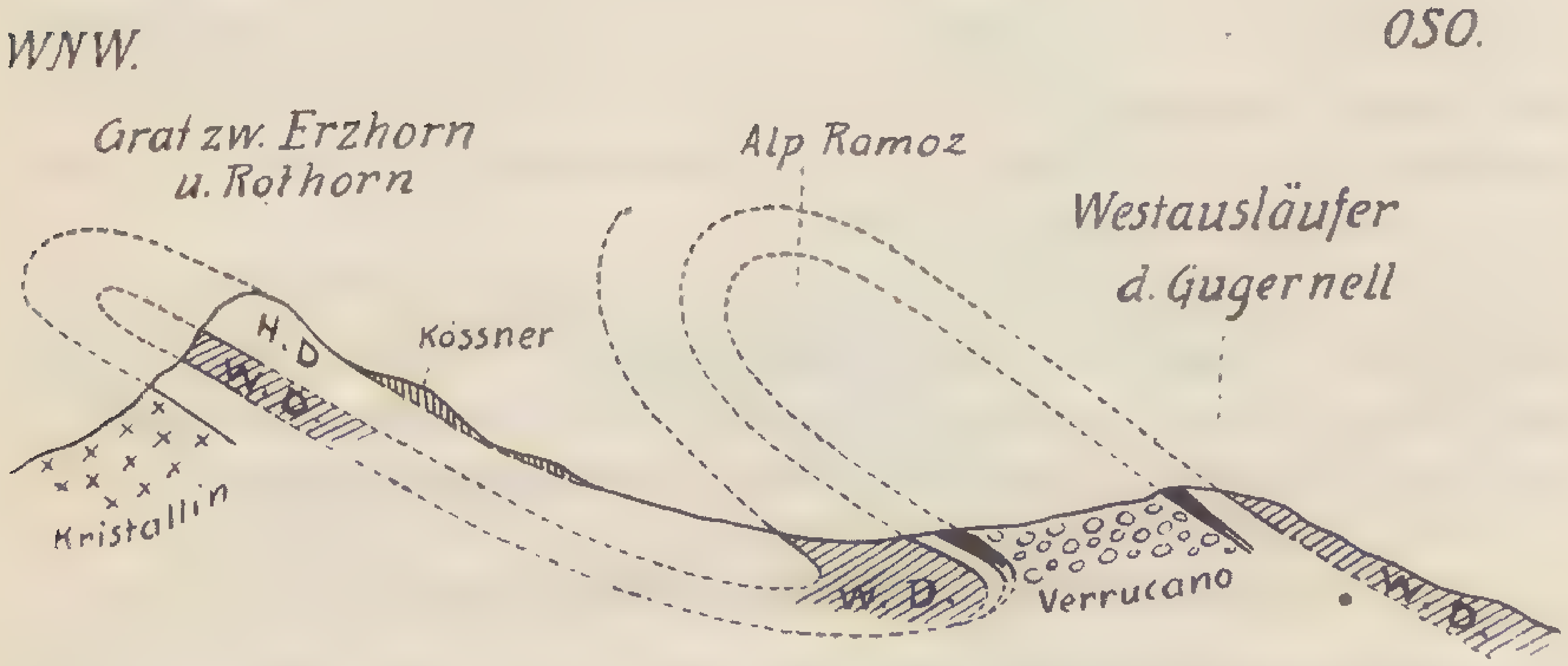

WNW.
OSO.
Grat zw. Erzhorn u. Rothorn
Alp Ramoz
Westausläufer d. Gugernell
H. D
W. D
Kössner
Kristallin
W. D.
Verrucano
W. D

Fig. 13. Profil Nr. 4 der tekt. Skizze.

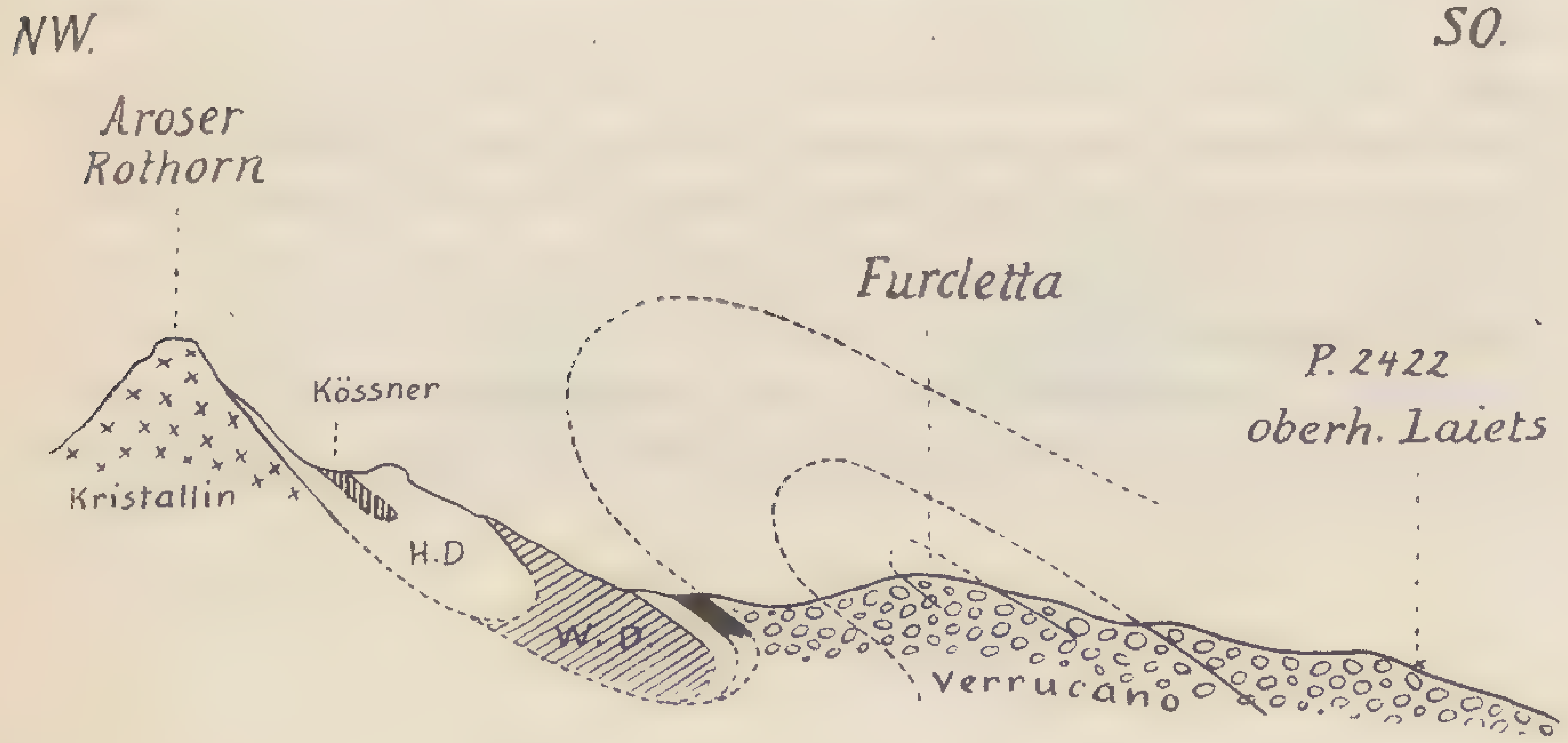

NW.
SO.
Aroser Rothorn
Furcletta
P. 2422 oberh. Laiets
Kössner
Kristallin
H.D
W. D
Verrucano

Fig. 14. Profil Nr. 5 der tekt. Skizze.

Nr. 6. Profil: P. Naira-Alpe del Guert. (Fig. 15.)

Eigentlich genau dasselbe Bild wie in Nr. 5. Da aber die Erhebung des *P. Naira* nördlich des *Lenzerhornes* liegt, so fällt sie in die Linie des hangenden Schenkels der „Nord“-Antiklinale und wir sehen nur die Basis des Berges aus kristallinem Gestein bestehend. Darauf legt sich, den ganzen Gipfelbau bildend, Hauptdolomit und Wetterstein.

Nr. 7. Profil: P. Miez-P. Musch. (Fig. 16.)

P. Musch ist die östlichste Erhebung einer neu auftauchenden orographischen kleinen Kette *(P. Musch-Lenzerhorn-P. Linard)*, die mit ihrem östlichen Teile genau in der Verrucanozone der aufgebrochenen Antiklinale liegt. Dementsprechend besteht fast der ganze Berg aus diesem Gestein.

Die „Nord“-Antiklinale ist wieder etwas vollständiger entwickelt und am *P. Miez* (der Fortsetzung des *P. Naira*) treffen wir Wetterstein auf der kristallinen Unterlage. Immerhin ist nur der aufsteigende Schenkel dieser Antiklinale sichtbar.

Nr. 8. Profil: P. 2250-Lenzerhorn. (Fig. 17.)

Am *Lenzerhorn* tritt uns schon wieder ein ganz ähnliches Bild entgegen wie am Westgrat des *Gugernell.* Nur liegt der Gipfel dieses Berges etwas nördlich der Linie *Amselfluh-Gugernell,* noch ganz im Streichen des Verrucano. Dementsprechend sehen wir den Gipfelaufbau des *Lenzerhornes* aus Verrucano bestehen. Der aufsteigende Schenkel der Nordantiklinale ist recht vollständig entwickelt — sogar Verrucano fehlt nicht. Dagegen ist der kristalline Untergrund nur mehr auf kurzer Erstreckung zu beobachten. Zwischen *„Zwischenstück“* und Triasbedeckung keilt das Kristalline aus, ganz wie an der Basis der *Erzhornwände.*

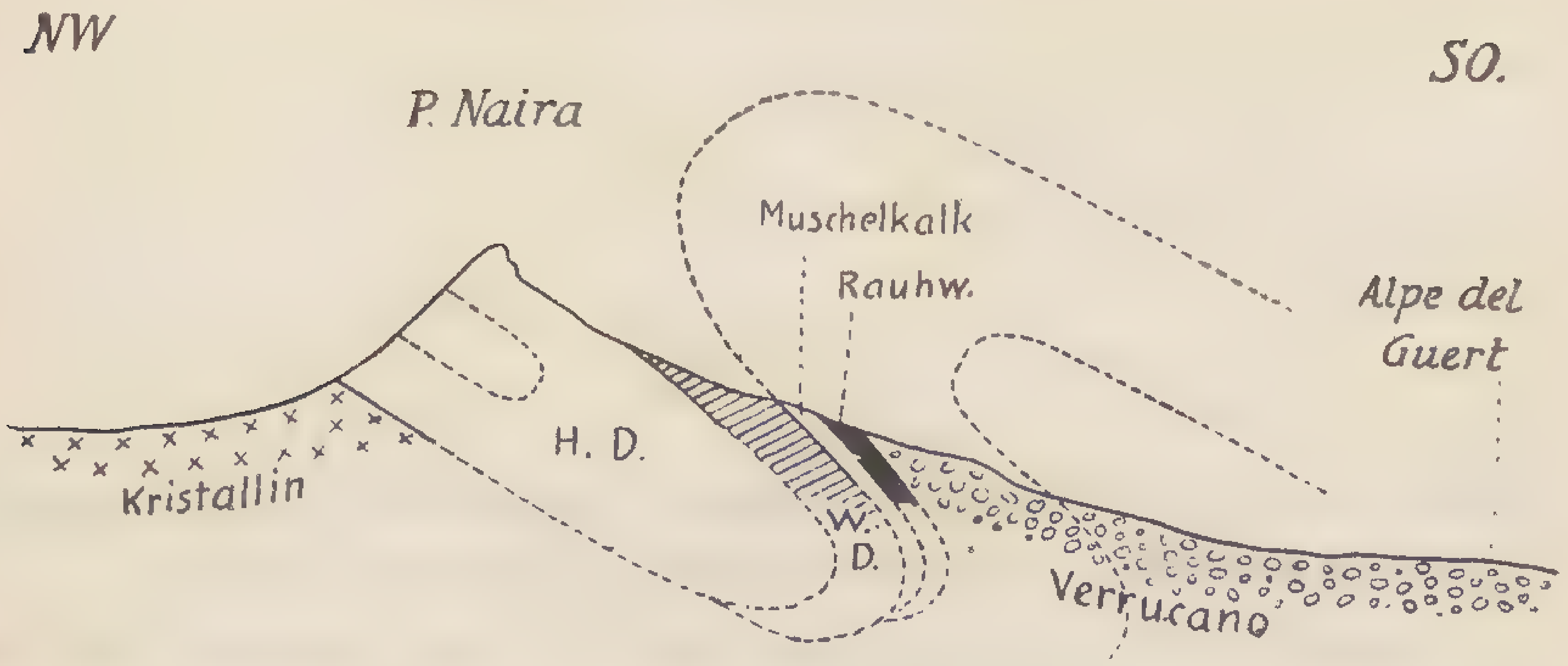

NW
SO.
P. Naira
Muschelkalk
Rauhw.
Alpe del Guert
H. D.
Kristallin
W. D.
Verrucano

Fig. 15. Profil Nr. 6 der tekt. Skizze.

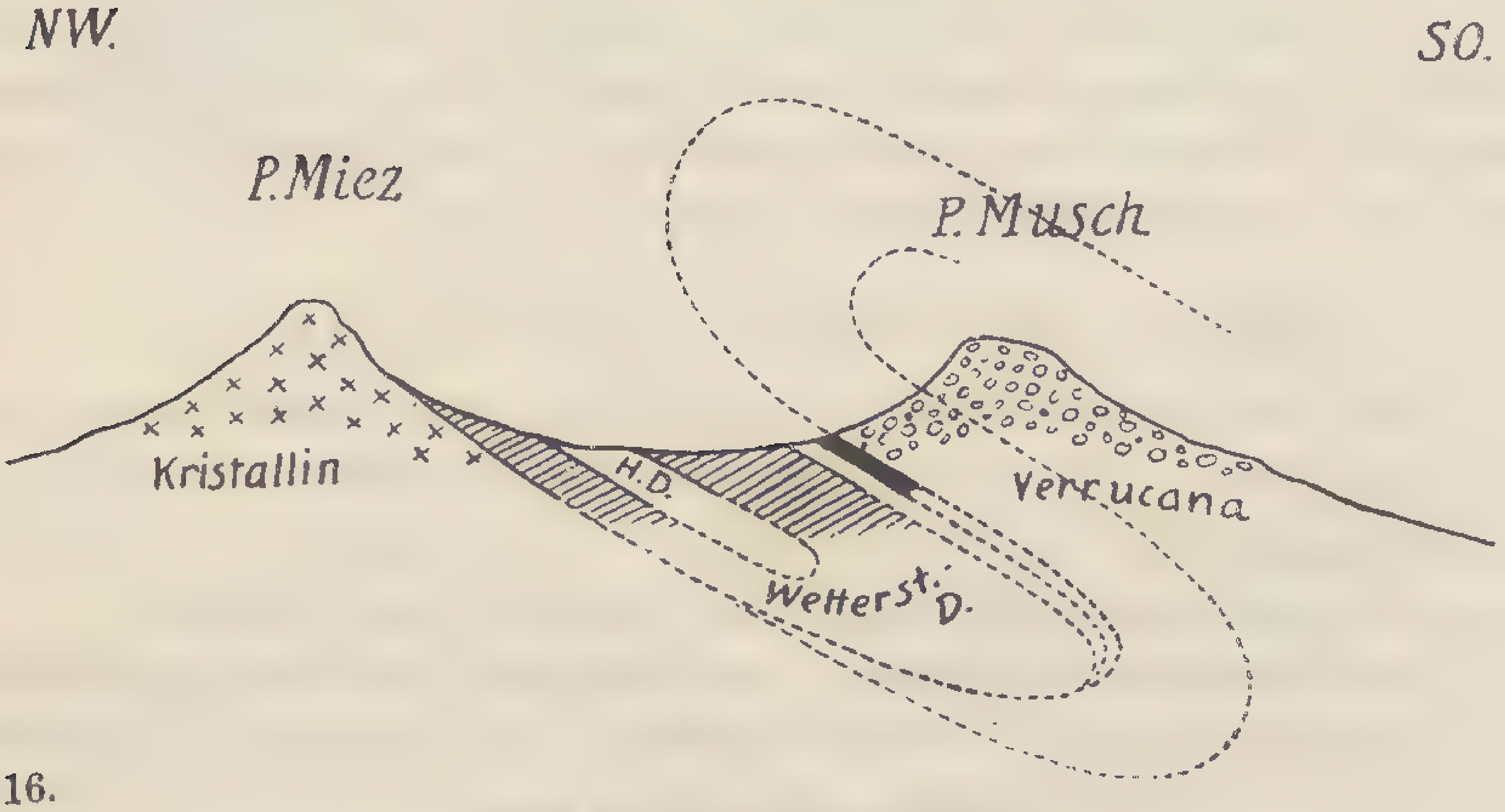

NW.
SO.
P. Miez
P. Musch
Kristallin
H. D.
Verrucana
Wetterst. D.

Fig. 16. Profil Nr. 7 der tekt. Skizze.

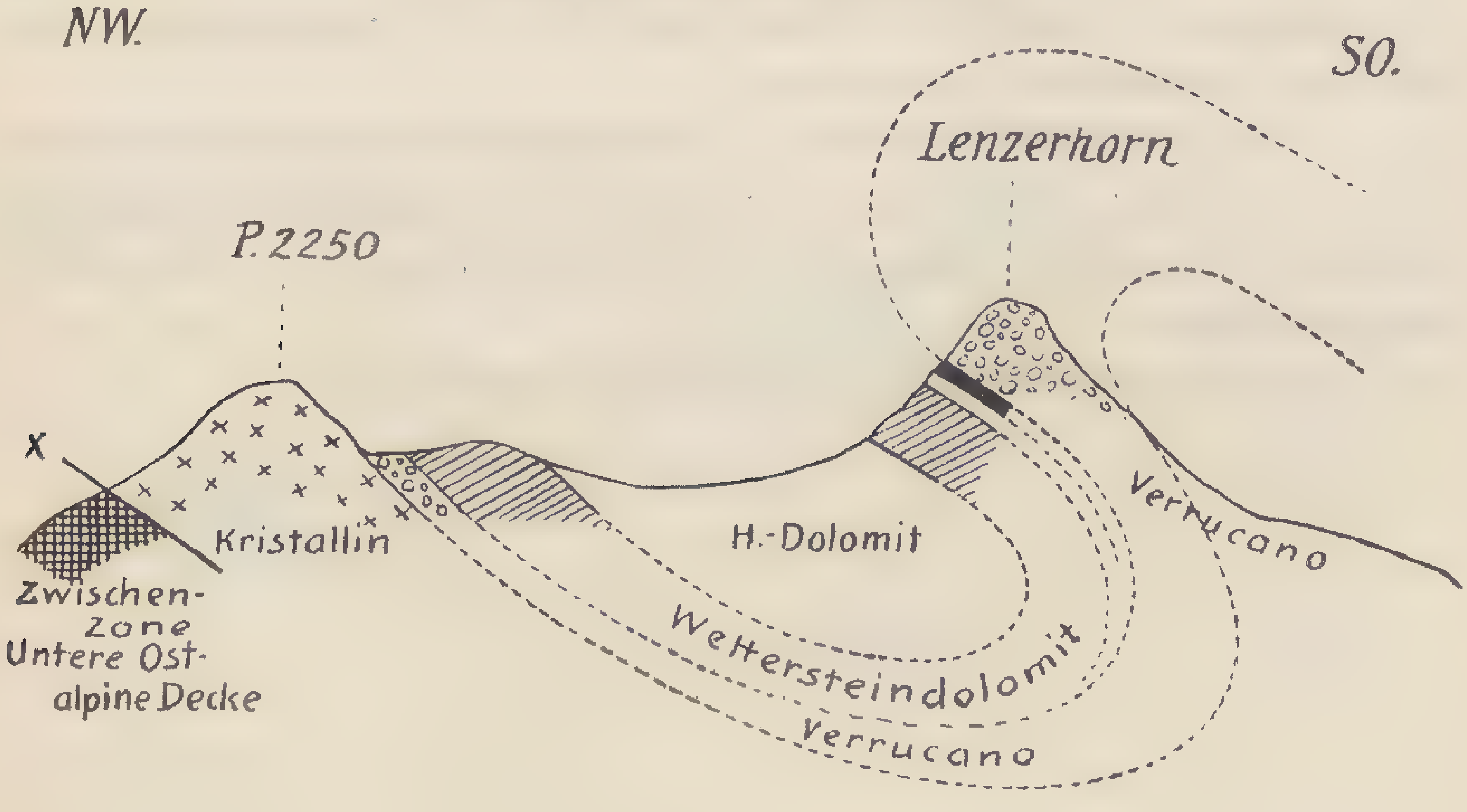

NW.
SO.
Lenzerhorn
P. 2250
X
Kristallin
H.-Dolomit
Verrucano
Zwischen-zone Untere Ost-alpine Decke
Wettersteindolomit
Verrucano

Fig. 17. Profil Nr. 8 der tekt. Skizze.

Nr. 9. Profil in NNW—SSO Richtung durch den Verbindungsgrat zwischen Lenzerhorn und P. Linard. (Fig. 18.)

Dasselbe Bild wie am *Lenzerhorn* für die östliche Seite des Profils.

An der Westseite ist die Nordantiklinale wieder recht reduziert. Verrucano, Rauhwacke, Muschelkalk, Wetterstein fehlen. Nur Hauptdolomit bleibt übrig, der — nur durch einen schmalen Streifen Kristallin getrennt — sich ziemlich flach auf den Hauptdolomit des *Zwischenstückes* legt.

Nr. 10. Profil durch den P. Linard. (Fig. 19.)

Die hohe, dem *Lenzerhorn* nach Süden vorgelagerte Kuppe des *P. Linard* liegt ungefähr gerade in der Fortsetzung der *Strela-Amselfluh*gipfellinie. Dementsprechend sehen wir ganz normalerweise die Spitze des *P. Linard* aus Wetterstein gebildet.

Die Antiklinale liegt hier — wo sie weiter zurück angeschnitten ist als am *Lenzerhorn* — ziemlich flach. Der Verrucano ist nicht sehr mächtig, offenbar durch Zerrung reduziert. Das ganze Profil ist überhaupt idealisiert. Muschelkalk und Rauhwacke sind durchaus nicht überall vorhanden.

Der aufsteigende Schenkel der Nordantiklinale besteht wiederum bloss aus Hauptdolomit, der aber hier ohne jede trennende kristalline Schicht direkt auf dem Hauptdolomit des *„Zwischenstücks“* liegt.

Die Ueberschiebungsgrenze ist hier recht flach.

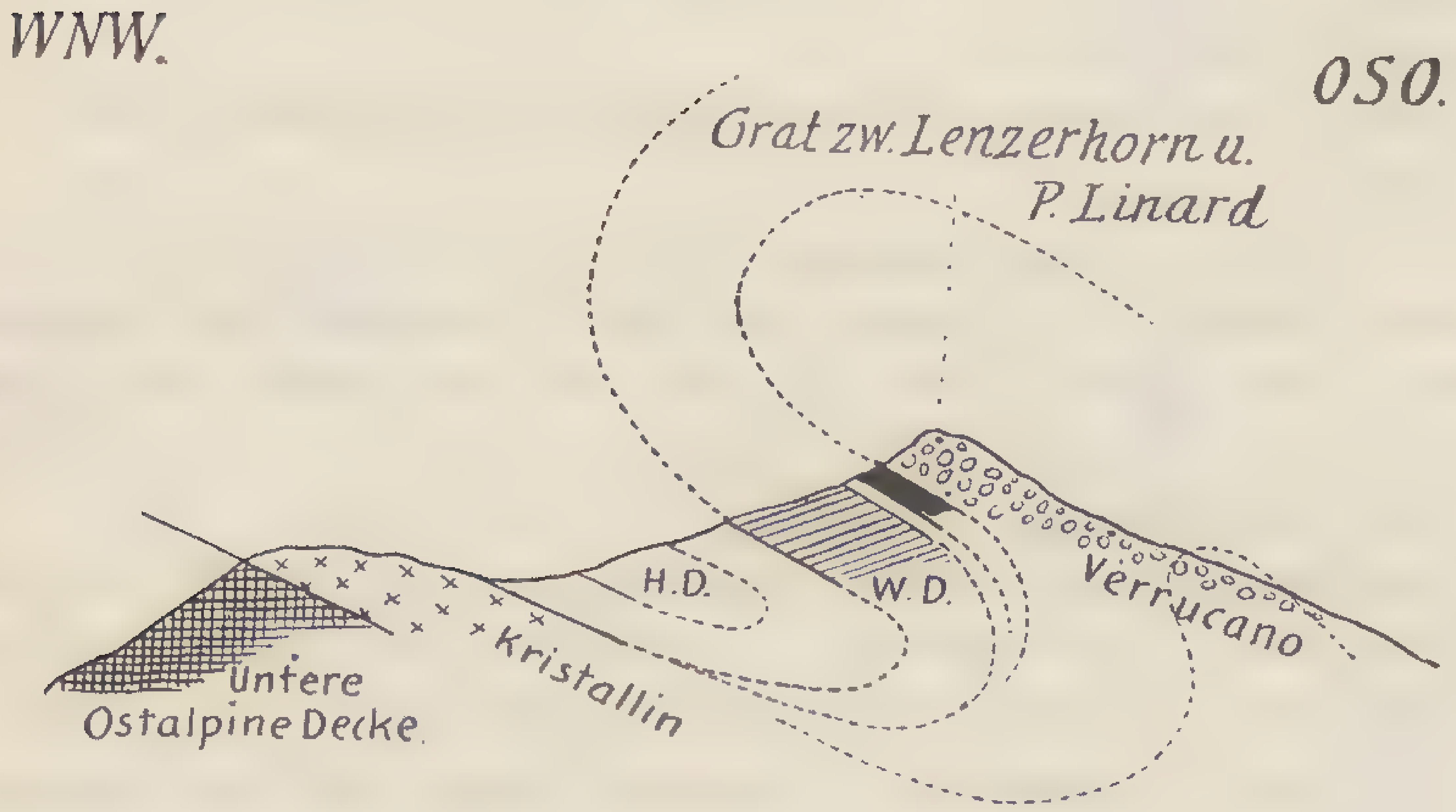

WNW.
OSO.
Grat zw. Lenzerhorn u. P. Linard
H.D.
W.D.
Verrucano
Kristallin
Untere Ostalpine Decke

Fig. 18. Profil Nr. 9 der tekt. Skizze.

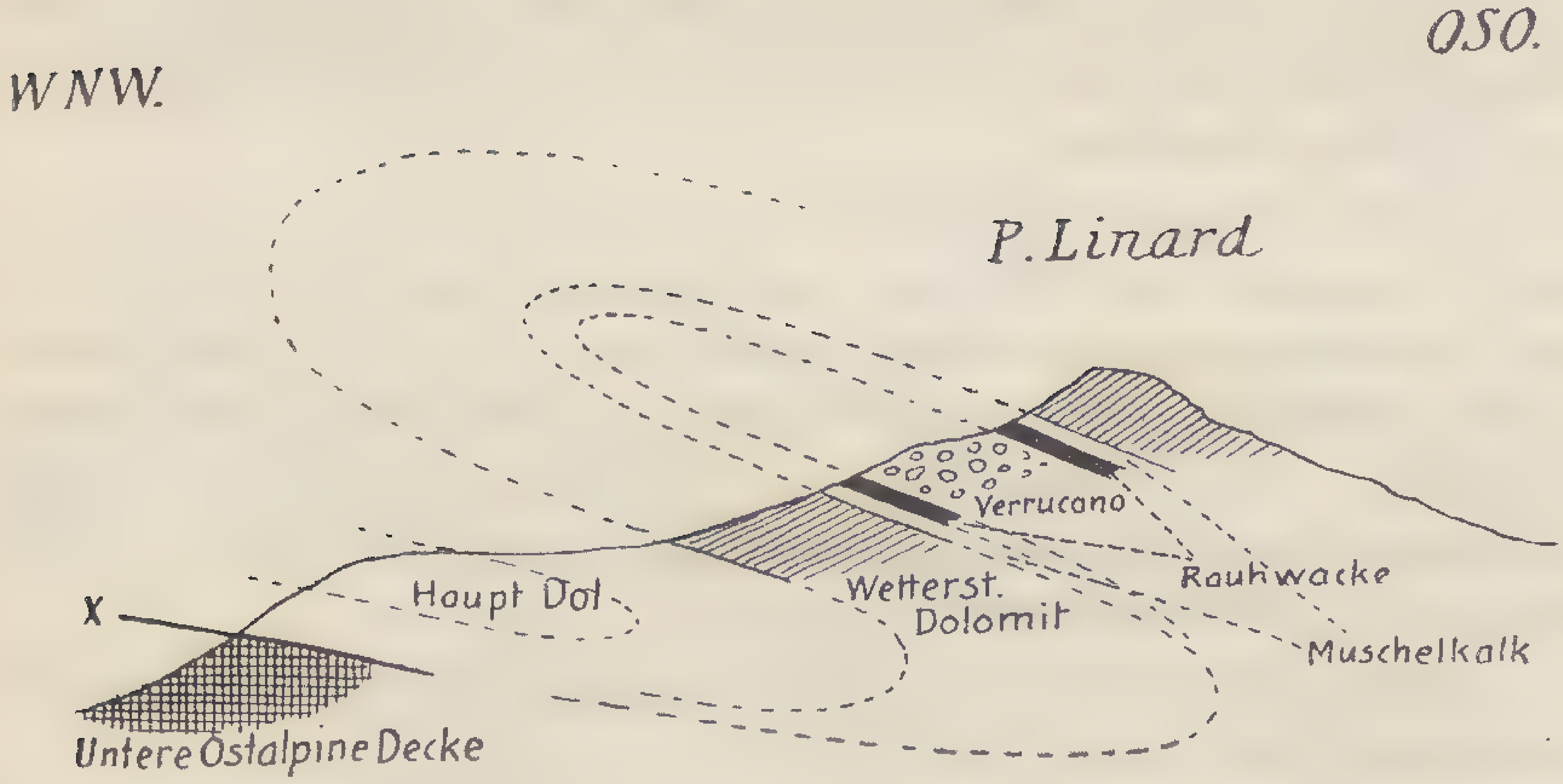

WNW.
OSO.
P. Linard
Verrucano
Haupt Dol.
Wetterst. Dolomit
Rauhwacke
Muschelkalk
X
Untere Ostalpine Decke

Fig. 19. Profil Nr. 10 der tekt. Skizze.

Weitere Profile hier durchzusprechen hat wenig Wert, da die Verhältnisse ja eigentlich recht einfach liegen. Ein Blick auf die tektonische Skizze der *Strela-Amselfluh-Lenzerhorngruppe* dürfte eigentlich alles erklären.

Wir haben also für dieses ganze Gebiet folgende Erkenntnis gewonnen:

1. Die *Strela-Amselfluhzone*, zuerst eine einfache liegende Antiklinale, später (vom *Schafberg* an) eine Doppelfalte, setzt ununterbrochen nach Westen fort. Die südliche der beiden Falten lässt sich verfolgen bis zum *Lenzerhorn* und *P. Naira*, von dort an hat die tiefe Erosionsfurche der *„Heide“* die Falte zerstört.

Die Fortsetzung des hangenden Schenkels der nördlichen Antiklinale ist über die Gipfel des *Aroser Rothornes*, des *P. Naira* und *P. Miez* bis in die Basis des nördlichen *Lenzerhornes* verfolgbar.

2. Das *Lenzerhorn* ist der äusserste Pfeiler des *Plessurgebirges;* eine weitere Fortsetzung der *Strela-Amselfluh*zone nach Westen ist nicht auffindbar. Wir stossen jenseits der *Lenzerheide* auf bedeutend niederere Berge, die nur aus Flysch bestehen.

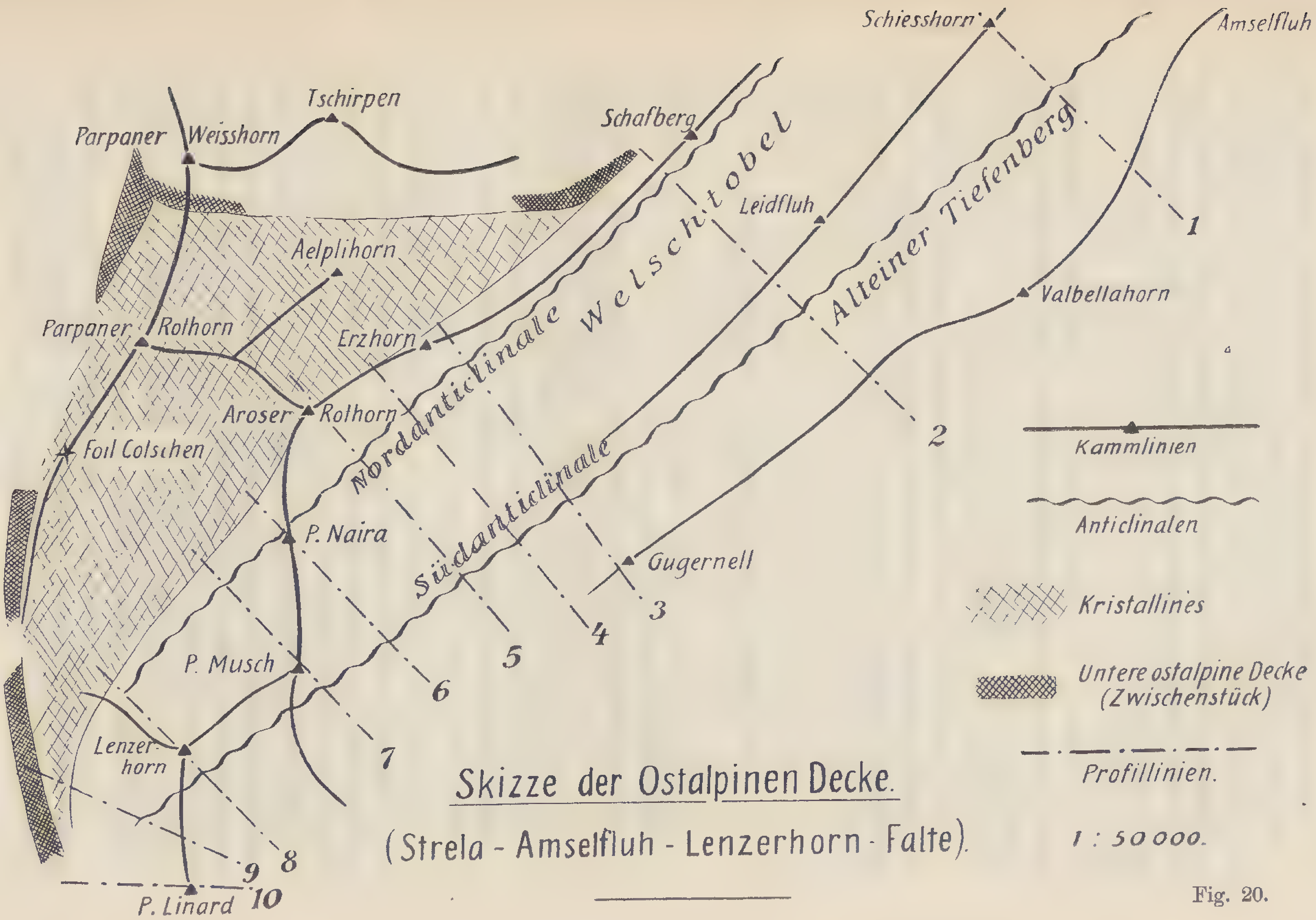
3. Der kristalline Untergrund dieser grossen Verrucano-Triasmasse tritt uns nur in der Gruppe der *Rothörner* entgegen, und zwar vielleicht in nicht mehr ganz normalem Verbande mit der Sedimentdecke. Das Kristalline verschwindet nach Osten und Westen zwischen der Strelamasse und dem *Zwischenstück* — einmal in den Wänden des *Erzhornes* und anderseits in der Westflanke des *Lenzerhornes*.

4. Wie weit die kristallinen Massen am Fuss der *Mädriger-* und *Küpfenfluh* als Teile der *Aufbruchzone* oder als Aequivalente der *Rothorngruppe* aufzufassen sind, lässt sich nicht entscheiden. Doch gehören sie wahrscheinlich ganz — nicht nur in den unteren Partien! — der Aufbruchzone an, da keine *„Zwischenzone“* nachweisbar ist und die kristallinen Massen der *Rothörner* etc. stets über dem *„Zwischenstück“* liegen.

Kurz rekapitulierend sehen wir im *Plessurgebirge* folgende tektonische Zonen (siehe Tafel XII):

1. Zu unterst das *„basale Schiefergebirge“*.

Ein stark gefaltetes und gequältes Schiefergebiet von durchaus einheitlicher Physiognomie. Das Alter der Schiefer nicht durch Fossilien bestimmt. Wahrscheinlich Kreide- und Tertiärflysch — vielleicht auch noch Lias.


Schiesshorn
Amselfluh
Tschirpen
Parpaner Weisshorn
Schafberg
Leidfluh
Aelplihorn
Parpaner Rothorn
Erzhorn
Valbellahorn
Aroser Rothorn
Foil Colschen
P. Naira
Gugernell
P. Musch
Lenzerhorn
P. Linard
Nordanticlinale
Welschtobel
Alteiner Tiefenberg
Südanticlinale
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
Kammlinien
Anticlinalen
Kristallines
Untere ostalpine Decke (Zwischenstück)
Profillinien.
1 : 50000.

Skizze der Ostalpinen Decke.

(Strela - Amselfluh - Lenzerhorn - Falte).

Fig. 20.

2. Darüber die „*Aufbruchzone*". Ein Schollen- und Schuppenland. Kristallin, Verrucano, Trias, Jura, Kreide, Flysch wild durcheinander geworfen. Eine Konstanz nur an der Basis, wo auf langen Strecken Pretschkalk (Sulzfluhkalk-Tithon) oder deren Aequivalent: Falknisbreccie, auftritt. Alle Schollen oder Schuppen gleichsinnig orientiert: Nordost — Südwest-Streichen und Südost-Fallen.

3. Darüber das „*Zwischenstück*". Wesentlich Gesteine, die ident sind mit denen der nächst höheren Zone, doch eine grössere Unregelmässigkeit im Bau als diese, sowie doch gewisse facielle Unterschiede, wenn auch untergeordneter Natur.

4. Darüber die *Strela-Amselfluh-Lenzerhornzone*. Eine Zone normaler *ostalpiner* Gesteine mit mächtiger kristalliner Basis. Einfacher Faltenbau — Anschluss an die „normalen" im Osten anschliessenden, *ostalpinen* Gebiete.

VI. Regional-tektonische Betrachtungen.

In meiner ersten Arbeit kam ich zu folgender Deutung der Lokaltektonik des *Plessurgebirges:*

Die *Aufbruchzone* ist eine, mit dem normalen wurzelnden Gebirge im Osten zusammenhängende, etwa 4—5 km vorgestossene und überschobene Masse, die bei diesem Prozesse arg zerstückelt wurde. Die faciellen Verschiedenheiten sind durch komplizierte, stratigraphische Verhältnisse zu erklären. Die Faciesgrenzen waren vielleicht die Orte schwächsten Widerstandes, wo die Ueberschiebungen ihren Anfang nahmen. Die *Strela-Amselfluhfalte* fasste ich — mit fast allen Ostalpengeologen — als anstehendes, wurzelndes Gebirge auf. Um diese Ansicht halten zu können, gab es schon damals eine ganze Reihe von Schwierigkeiten zu überwinden.

Eine der grössten war die auffallende facielle Verschiedenheit innerhalb schmaler, langgestreckter Zonen. Die Schwierigkeit wächst in dem Masse, als die fast vollständige Analogie zwischen *Rhätikon* und *Plessurgebirge* klar erkannt wird und man sieht, dass diese faciellen Zonen als dünne Bänder durch *Bünden* und *Vorarlberg* sich auf langen, langen Strecken verfolgen lassen.

Die einzige Rettung und Erklärungsmöglichkeit ist ein kompliziertes Faciesschema — wie ich es 1903 versuchte darzustellen — verbunden mit der Annahme einer richtigen „Fjordstratigraphie".

Diese wächst sich mit fortschreitender Erkenntnis aber derartig ins Unannehmbare aus, dass sie jedem halbwegs kritischen Beobachter bald mehr als fraglich erscheint.

Inzwischen haben sich zu diesem fundamentalen Einwand gegen die bisherige Deutung weitere Schwierigkeiten gesellt, die geeignet sind, beträchtliches Bedenken zu erregen. Da weiter unten die einzelnen Punkte durchgesprochen sind, so kann ich mich hier mit kurzen Andeutungen begnügen.

Der bisherige Erklärungsversuch liess manches im unklaren. Z. B. die Tatsache, dass an der Basis der *Aufbruchzone* fast stets Tithon liegt — und dass dieses Tithon sonst nicht in der Aufbruchzone auftritt. Ferner: der Serpentin ist nicht an Ort und Stelle in der *Aufbruchzone* durchgebrochen — wohl aber hat er alles bis zur Kreide hinauf durchstossen — unerklärlich blieb, warum denn nirgends in den östlichen Nachbargebieten die Wurzeln dieser Durchbrüche zu finden sind. Ferner: die Ueberschiebung der *Strela-Amselfluhfalte* über das *Zwischenstück* lässt sich auf zum mindesten 10 km verfolgen — von kleinen randlichen Ueberschiebungen kann also wohl nicht die Rede sein. Dazu kommt noch verschiedenes anderes. 1903 waren mir einmal diese Schwierigkeiten nicht so recht bewusst geworden, zum andern waren die Erklärungsversuche, die zu andern Resultaten gelangten, damals für mich nicht recht annehmbar.

Wenn man die *Aufbruchzone* nicht als bloss randlich überschobene Masse, die mit wurzelndem Gebirge im Osten zusammenhängt, auffasste, so blieb einmal der Erklärungsversuch von ROTHPLETZ. Wie sehr er schon mit der Annahme grosser, weithergebrachter Decken der heutigen Auffassung sich nähert, wird sich bald zeigen — aber die Schubrichtung aus Osten war damals wie heute ein unüberwindbares Hindernis, seine Theorie anzunehmen. Schliesslich blieb 1903 noch die SCHARDTsche Ueberfaltungstheorie, wie sie LUGEON und TERMIER für die Ostalpen ausgebaut haben. Doch dieser stand damals noch zu viel hindernd im Wege. Solange HEIM seine *Glarner* Doppelfalte aufrecht erhielt, solange eine befriedigende Parallelisierung der *West-* und *Ostalpen*decken nicht gelungen war, konnte es nicht wundernehmen, dass Spezialbearbeiter kleiner Gebiete lieber alles andere als diese konsequenzenschwangere Theorie zur Erklärung herbeizogen.

Vieles hat sich in der Zwischenzeit gewandelt. Es ist wohl kaum zu kühn, wenn man sagt, dass die SCHARDTsche Ueberfaltungstheorie für die *Westalpen* allgemein anerkannte Gültigkeit erlangt hat. Wären mir 1903 die *Freiburger Alpen* aus eigener Anschauung bekannt gewesen — es ist möglich, dass mein Gesamtresumé über das *Plessurgebirge* anders gelautet hätte.

Hätte nur SCHARDT selbst an der Hand einer genauen Spezialuntersuchung seine Theorie genau durchgeführt und begründet, dann wäre auch vielleicht manches anders gekommen. Es ist bedauerlich, dass dieses nicht geschehen ist. Aber ein Vorwurf ist daraus nicht zu erheben — wie so oft, hat sich auch hier wieder gezeigt, dass es in der Wissenschaft etwas gibt, was mehr ist als Gelehrsamkeit, das ist Genie. Anderseits ist es aber verständlich, dass ohne Beweise — wenn man so will — der SCHARDTsche Gedanke nicht angenommen wurde — dafür sind die Konsequenzen zu weitgehende.

Die notwendige Folge ist, dass zum mindesten die *Silvretta* schwimmt (vgl. STEINMANN, TERMIER, etc. etc.). Das ist allerdings eine etwas ungeheuerliche Vorstellung. Aber Tatsachen, die ihr Verständnis anbahnen, gibt es genug. Die *Glarner* Schubmasse ist schliesslich auch ungeheuer — „aber nicht kristallin". — Die kristallinen Teile des *Plessurgebirges* sind — welcher Anschauungsweise man auch huldige — sicher überschoben — sie sind zwar klein im Verhältnis zur *Silvretta* — aber immerhin eine respektable Masse, die die prinzipielle Ueberschiebungsmöglichkeit von kleinen „Massiven" lehrt.

Und bei Betrachtung speziell der *Bündner* Verhältnisse wird sich ein objektiver Beobachter wohl stets noch lieber zu den grössten Ueberschiebungen entschliessen, als zur Annahme des komplizierten — analogielosen — Faciesschema und der Fjordstratigraphie.

Inzwischen hat auch HEIM seine Doppelfalte fallen gelassen. Damit fiel das prinzipielle Hindernis einer Parallelisierung zwischen Ost- und Westalpen. Die Parallelisierung hat STEINMANN vorgenommen („Die SCHARDTsche Ueberfaltungstheorie" etc.). Zum ersten Male wurde annehmbar und einwandfrei die Decken der *Westalpen* mit denen in *Bünden* in Zusammenhang gebracht — und damit die Deckenstruktur auch des Ostens — fast möchte man sagen „zwingend" notwendig — annehmbar gemacht.

Tatsächlich haben wir jetzt die Wahl zwischen zwei Erklärungshypothesen:

Entweder: die *Freiburger Alpen* etc. kommen als Decken von Süden — ebenso die *Glarner* Masse, die *Klippen* etc. — Konsequenz:

die Bündner Schiefer des *Prättigaus* entsprechen der *Glarner* Decke oder einer höheren — und weitere Konsequenz: auch *Rhätikon* und *Plessurgebirge* etc. sind schwimmende Decken.

Oder: es bleibt uns die alte Annahme: *Rhätikon* und *Plessurgebirge* sind nur randliche Ueberschiebungen von Norden, Osten und Süden: Konsequenz nach Westen: die *Glarner* Doppelfalte existiert. Die *Klippen*, die *Freiburger Alpen* kommen von Norden etc. etc. Die weitere Konsequenz ist: Fjordstratigraphie, sowie Annahme eines hypothetischen *vindelicischen* Gebirges.

Die zweite Möglichkeit steht der ersten an Ungeheuerlichkeit wohl kaum nach — hat heute aber viel mehr Tatsachen (und Stimmen) — gegen sich.

Im *Plessurgebirge* und den angrenzenden Gebieten ist die Fjordstratigraphie unannehmbar geworden. Die „Wurzellosigkeit“ der grossen rückwärtsliegenden Triasmassen ist so gut wie bewiesen. — Die bisherige Deutung hat versagt — es bleibt als Erklärungsmöglichkeit eigentlich nur die Deckentheorie.

Für den, der ein kleines Stückchen genau kartiert und bearbeitet, kann es sich bei dem heutigen Stande der Dinge nicht darum handeln, auch aus dem *Plessurgebirge* heraus die Deckentheorie beweisen zu wollen — es kann sich nur um die Fragen handeln: „Fügt sich die Geologie des *Plessurgebirges* in das Ueberfaltungsdeckenschema ein, oder sind Tatsachen vorhanden, die zwingend beweisen, dass dem Bau des *Plessurgebirges* andere Prinzipien zu Grunde liegen?“

„Lässt sich — da alles andere allmählich unwahrscheinlich geworden ist — die Lokaltektonik des *Plessurgebirges* durch die Annahme von Decken erklären?“

Mit dem Erklären von Naturerscheinungen ist das nun eine eigene Sache. Im Grunde genommen ist ja alles unerklärlich — weil alles Erfahrung und Anschauung ist. Doch haben wir Menschen nun einmal das Bedürfnis — und in der Wissenschaft die Verpflichtung — die Naturprobleme möglichst weit zurück zu verfolgen. Dazu brauchen wir Theorien. Theorien des Seins und Entstehens. Und je weiter zurück eine Theorie ein Problem verfolgt, und je mehr sie inhaltlich umspannt, um so „richtiger“ ist sie — und ist wissenschaftliche Wahrheit, bis die nächste umfassendere kommt.

Aber jede Theorie fordert auch eine Phantasietätigkeit dessen, der sie annimmt.

„Erklären wollen ist Wahn — zum Verständnis gehört doch immer die schöpferische Tätigkeit des Menschen.“

Die Fjordtheorie und das stratigraphische Schema haben für *Bünden* versagt — versuchen wir, ob die Deckentheorie in der von STEINMANN spezialisierten Form die heute bekannten Tatsachen umfassen kann — ob sie unsere schöpferische Phantasie so weit befruchten kann, einige Lücken zu ergänzen.

Wir haben schon früher gesehen, dass das *Plessurgebirge*, wenn man es von Nord nach Süd durchwandert, aus wohlunterschiedenen, wohlcharakterisierten Ueberschiebungsmassen besteht, die mit gleichsinnigem Fallen übereinanderliegen. Wie? — Wenn es nun gelänge wahrscheinlich zu machen, dass diese Ueberschiebungen nicht lokale Erscheinungen sind — sondern dass wir bloss den durch Rückwitterung freigelegten Rand sehen, und dass diese Massen als weit sich erstreckende Decken übereinander liegen?

Wenn es gelänge, plausibel zu machen — und der Augenschein spricht vielerorts dafür, wenn auch kein strikter Beweis zu erbringen ist — dass auch unser östlichstes tektonisches Element, die *Strela-Amselfluhfalte* nicht wurzelt, sondern schwimmt — dann hätten wir in der Deckenhypothese einstweilen eine befriedigende Erklärung. Wenn die schon früher erkannten tektonischen Einheiten des *Plessurgebirges* sich als ebensoviele Decken erkennen lassen — dann hätten wir für das *Plessurgebirge* denselben Bau wie er die ganze Strecke mindestens vom *Chablais* bis zum *Säntis* inklusive zu beherrschen scheint.

Im grossen und ganzen hat STEINMANN diesen Nachweis schon erbracht, hat schon im grossen die einzelnen Bauelemente des *Rhätikons* und *Plessurgebirges* mit den entsprechenden Decken der Westalpen parallelisiert. Bei der näheren Ausführung brauche ich bloss diesen Ausführungen zu folgen.

Für *Kurfirsten* und *Säntis* ist die Deckennatur nun nachgewiesen. Nach Osten gegen *Vorarlberg* zu tauchen diese Decken unter. Auf sie — resp. auf dem sie überdeckenden Flysch-Bündnerschiefer — liegen die Massen des *Rhätikons*, des *Plessurgebirges* etc., oder besser gesagt die Masse des *Rhätikons* und *Plessurgebirges*. Denn es ist eine einheitlich gebaute, nur durch Erosion zerrissene Masse, darüber existiert wohl kaum noch ein Zweifel, wenn auch die Detailparallelisierung noch aussteht.

Denn es ist gewiss, dass die Schieferberge des *Prättigaus* einmal noch höher waren; das ist wohl kaum noch einer Diskussion bedürftig. Dass sie nicht einfach höhere Schiefer-(Flysch-)berge waren, ist aus dem Fehlen von Verwerfungen am Rande des *Rhätikons*, der *Casanna* und des *Plessurgebirges* schon seit langem gefolgert worden. Bleibt also nur übrig entweder anzunehmen, dass dieses Gebiet konzentrisch überschoben wurde — oder dass eine grosse Decke, jetzt durchbrochen — darauf lag. Bei der frappanten Aehnlichkeit zwischen *Rhätikon* und *Plessurgebirge* — zwischen Süd und Nord — ist die zweite Annahme aber bei weitem die annehmbarere.

Wenn wir nun die schindelartig erscheinenden Ueberschiebungsblätter des *Plessurgebirges* als Decken auffassen, so müssen wir — von unten nach oben — resp. von Nord nach Süd! — folgendes erwarten: über dem Flysch zunächst die ***Klippendecke*** — dann die ***Brecciendecke*** — die ***Rhätische Decke*** — die ***Ostalpine Decke.***

Wenn wir diese einzelnen Decken und ihr Auftreten im *Plessurgebirge* suchen, so finden wir, dass unsere ***Aufbruchzone*** die drei unteren Decken enthält: Die ***Klippendecke*** + der ***Brecciendecke*** + der ***Rhätischen Decke.***

An der Basis der ganzen ***Aufbruchzone*** müssten wir natürlich die ***Klippendecke*** erwarten. Tatsächlich — was alle Autoren als „Pretschkalkwand“ bezeichnet haben, die auffallende hellweise Kalkwand, die man auf dem Fahrwege von *Langwies* nach *Arosa* quert, zeigt sich bei näherer Bekanntschaft mit der Geologie der *Weissfluh* und der *Casanna* als die Fortsetzung des tithonischen Sulzfluhkalkes — also als Fortsetzung der Basis der Aufbruchgebiete des *Rhätikons.*

Diese Pretschkalkwand reicht etwa bis zur *Churer Ochsenalp* und keilt da allmählich aus. Weiter westlich ist sie nicht mehr zu finden.

Bei der früheren Betrachtungsweise des Aufbaues des *Plessurgebirges* war verschiedenes von jeher unverständlich gewesen:

1. Warum tritt dieser tithonische Pretschkalk sonst nirgends in der ***Aufbruchzone*** auf?
2. Warum tritt dieser Pretschkalk nur an der Basis der ***Aufbruchzone*** und durch nichts vom Flysch getrennt auf?
3. Im *Plessurtale* selbst besitzen wir einen recht weit in die ***Aufbruchzone*** hineinführenden tiefen Querschnitt. Dieser Schnitt zeigt uns, dass der Pretschkalk als konstante, fast stets gleich dicke Bank weit hineinzieht als Basis des bunten Durcheinanders der Aufbruchzone darüber.

   Wie kommt es, dass diese Basis der ***Aufbruchzone*** so ununterbrochen auf grössere Strecken sich verfolgen lässt, wo doch sonst alles in der ***Aufbruchzone*** wild durcheinander gewürfelt ist und nie lange im Streichen sich verfolgen lässt?

Bei der Untersuchung des westlichen Teiles des *Plessurgebirges*, des *Gürgaletsch* etc. gesellte sich zu diesen Fragen ein weiteres schweres Bündel.

Wie kommt es, dass hier — ganz ähnlich, wie es der Pretschkalk bei *Maran* tut — die Falknisbreccie die Basis der *Aufbruchzone* bildet? Wie kommt es, dass die Falknisbreccie sonst nirgends in der Aufbruchzone zu finden ist?

Ist es nicht höchst auffallend, dass gerade diese beiden Gesteine, die — wie schon LORENZ einwandfrei nachgewiesen hat — sich faciell vertreten — durchaus in gleicher, besonders ausgezeichneter Lagerung auftreten?

Und schliesslich: Ist es nicht fast mehr wie merkwürdig, dass wir Falknisbreccie und Pretschkalk im *Rhätikon* und — wie die Aufgabe späterer Spezialuntersuchung sein wird, zu zeigen — auch in der *Casanna*gruppe in durchaus ähnlicher Lagerungsweise finden?

Auf alle diese Fragen ist aus der bisherigen Betrachtungsweise heraus eine befriedigende Antwort unmöglich zu geben.

Strecken wir uns aber mal nach den Decken, nehmen wir die Deckentheorie als Erklärungshypothese an und fassen wir die Pretschkalke und die Falknisbreccie als untere — als *Klippendecke* auf, so lösen sich mit einem Schlage alle Schwierigkeiten. Dann ist es selbstverständlich, dass der Pretschkalk nur an der Basis auftreten kann, dass er im *Rhätikon* in genau derselben Lagerung auftritt etc. etc.

Im *Plessurgebirge* ist diese Decke von wechselnder Mächtigkeit. Stellenweise setzt sie auch ganz aus *(Churer Ochsenalp* bis *Alpstein)*. Die Gründe, die man dafür annehmen will, sind einstweilen Geschmackssache. Vielleicht sind es primäre Mächtigkeitsdifferenzen — vielleicht liegen Ausquetschungen vor, verursacht durch den gewaltigen Druck der höheren Decken.

STEINMANN hat — namentlich auf Grund der Verhältnisse im *Rhätikon* — angedeutet, dass vielleicht Falknisbreccie und Tithonkalk einer äusseren und inneren Zone der *Klippendecke* angehören. Aus den Verhältnissen im *Plessurgebirge* kann ich diesen Nachweis nicht liefern. Es lässt sich mit Sicherheit nur behaupten, dass Falknisbreccie und Tithonkalk sich als basales Element vertreten. Falknisbreccie finden wir im Westen, Tithonkalk im Osten der *Aufbruchzone* des *Plessurgebirges*.

Ein merkwürdiges Gestein, das im *Plessurgebirge* eine recht beschränkte Verbreitung besitzt, ist die sicher liassische polygene Breccie. Während über die vielen flyschartigen Schiefer, Sandsteine und sandige Breccien des *Plessurgebirges* einstweilen unmöglich etwas sicher Begründetes zu sagen ist, so kann man mit ziemlicher Gewissheit behaupten, dass die polygene Breccie mit Krinoïden und Belemniten, wie sie am *Aroser Weisshorn* auftritt, wohl fast zweifellos dem Lias zuzurechnen ist.

Ihre Lage ist insofern eine eigentümliche, als sie nur zusammen mit Dolomit, nie zusammen mit Radiolarit, Serpentin etc. etc. auftritt. Sie liegt am *Aroser Weisshorn* unter dem bunten Mosaik der *Aufbruchzone* geschuppt mit Dolomit auf dem Flysch des Vorlandes. Da ihr Auftreten sehr beschränkt ist, und da überall dort, wo diese Breccie sichtbar ist, kein Pretschkalk zu finden ist, so lässt sich diese Breccie unmöglich als Stütze für oder als Argument gegen die Deckentheorie verwenden.

Man würde diese Breccie vielleicht überhaupt nicht erwähnen, wenn nicht über der *Klippendecke* die *Brecciendecke* zu erwarten wäre und wenn nicht im benachbarten *Rhätikon* diese *Brecciendecke* auch ausgebildet wäre.

Nimmt man die Deckentheorie an, so ist diese liassische Breccie und die Art ihres Auftretens jedenfalls kein Hindernis. Wir müssten sie dann — und das Analogon des *Rhätikons* macht das wahrscheinlich — entweder als die Reste (?) der verquetschten „*Brecciendecke*“ auffassen oder aber — und das Fehlen dieser Breccie im *Unterinntal* spricht für diese Annahme — als die schwach entwickelte — nach Osten allmählich aussetzende — *Brecciendecke* auffassen.

Ueber die *Brecciendecke* und die Liasbreccie muss ich im übrigen auf die Arbeiten von Schardt, Steinmann und v. Seidlitz verweisen.

Nochmals eine Charakteristik der *Aufbruchzone* nach Abzug der basalen Teile (Pretschkalk, Falknisbreccie, Liasbreccie) zu geben ist unnötig.

Kurz seien nur die Gesteine aufgezählt, die diese Zone zusammensetzen:

1. Kristalline Gesteine (Gneisse, Augengneisse, Glimmerschiefer — aber kein Juliergranit),
2. Casannaschiefer,

3. Verrucano (nur in der Form „kristalliner Breccie“ bekannt),

4. Buntsandstein,

5. Triasdolomit (Wetterstein? Hauptdolomit?),

6. Kössner Schichten,

7. Lias (?) in der Form von Schiefern,

8. Radiolarit-Chatelkalk,

9. Cenomanbreccie,

10. Serpentin, Variolith, Ophicalcit,

11. Flysch (?) (Schiefer, Sandsteine).

Wie schon im stratigraphischen Teile ausgeführt wurde, tritt der Serpentin mit fast allen Gesteinen der *Aufbruchzone* in Kontakt. In die Tiefe setzende Gänge sind aber nirgends nachweisbar. In dem gemischten Kartenspiele der *Aufbruchzone* ist der Serpentin auch eine Karte. Dazu kommt, dass der Serpentin in der Regel genau so stark zerrüttet, oft ganz transversal geschiefert ist, wie die andern mit ihm vorkommenden und von ihm durchbrochenen Gesteine.

Das alles zeigt uns deutlich, dass der Serpentin nicht an Ort und Stelle seines heutigen Vorkommens durchgebrochen sein kann. Er ist nicht bodenständig. Er kam mit den andern Gesteinen der *Aufbruchzone* irgendwoher. Entweder kam der ganze Komplex als blosse randliche Ueberschiebung aus der nächsten Umgebung oder als Decke weit her aus Süden.

Nun zeigen die Kontaktprodukte des Serpentins, dass er gewiss jünger als Trias ist, — ja wahrscheinlich sogar jünger als Cenoman.

Im Süden und Osten des *Plessurgebirges* treffen wir gewaltige Triasmassen, die bisher als wurzelnd aufgefasst wurden. Aus etwa 4—5 km müssten die Gesteine der Aufbruchzone aus Ost oder Süd stammen, wenn man randliche Ueberschiebungen annimmt. Da sollte man denn erwarten, hier irgendwo die Wurzeln des Serpentins zu finden. Bisher ist es aber noch nie gelungen, auch nur ein einziges Serpentinvorkommen ausserhalb (östlich oder südlich) der *Aufbruchzone* zu finden. Es bleibt also nur die Annahme übrig, dass die ganze *Aufbruchzone* mit dem Serpentin weit hergekommen ist, wenn wir nicht gerade annehmen wollen — was als einzige Möglichkeit noch übrig bliebe! — dass der

Serpentin in einem schmalen Streifen rings um das *Prättigau* zum Ausbruch kam — und dass nun gerade dieser Streifen überschoben wurde.

Unter dem Druck dieser Argumente sehen wir nur eine einzige befriedigende Erklärung: Die *Aufbruchzone* ist eine Decke, — die *Rhätische Decke.* Sobald wir überhaupt die Deckentheorie akzeptieren und von *Klippendecke* etc. gesprochen haben, war es ja selbstverständlich, dass auch die *Aufbruchzone* weit hergekommen sei. Ebenso wie es selbstverständlich ist, dass dann auch die *Strela-Amselfluhfalte*, die auf der *rhätischen Decke* liegt, nicht wurzeln kann.

Fast genau dieselbe Gesteinsvergesellschaftung wie in der *Aufbruchzone* des *Plessurgebirges* finden wir im *Rhätikon* über dem Sulzfluhkalk und unter den geschlossenen Triasmassen. Dieselbe Vergesellschaftung finden wir im *Oberhalbstein* — nach Norden unter die triadischen Massen einfallend. Eine Verbindung zwischen *Oberhalbstein* und *Plessurgebirge* über die *Bergüner Stöcke* hinweg ist augenscheinlich nicht erfolgt; tief unter die Triasmassen lässt sich die *Aufbruchzone* verfolgen.

Soviel geht aus der Betrachtung der *Aufbruchzone* des *Plessurgebirges* in Verbindung mit den Nachbargebieten hervor, dass es sich in diesen *Aufbruchzonen* um eine ursprünglich zusammenhängende Masse handelt, zum mindesten von der Breite des *Rhätikons*, die sich unter den Triasbergen des *Rhätikons*, der *Casannagruppe*, des *Plessurgebirges* und der *Bergüner Kalkstöcke* hinzieht — die vielerorts auf der von ihr stets scharf getrennten Sulzfluhkalk-Falknisbreccie liegt — und die zusammen mit ihrer Auflage auf grossen Strecken (das ganze *Prättigau*) abgetragen ist, derart tief, dass der Untergrund der *Klippendecke* (*„Schiefervorland“*-Flysch) zu Tage kommt.

Die nächste Aufgabe muss natürlich sein, diese Verhältnisse für die ganze Strecke *Bludenz* bis *Oberhalbstein* im Detail darzustellen.

Uns interessiert die regionale Tektonik hier nur insofern, als sich aus ihr die Verhältnisse des *Plessurgebirges* erkennen lassen.

Nur wenn man die *Aufbruchzone* auffasst als Reste einer Decke, die auf harter Unterlage (nicht wie die *Klippendecke* auf der weichen des Flysches!) und die bedeckt von der enormen auflastenden Masse des Triasgebirges fortgeschoben wurde, wird uns die Zerfetzung dieser Decke verständlich — dann haben wir wirklich ein

„inneres“ Recht, das vorahnend angewandte Wort „gigantische Reibungsbreccie“ anzuwenden.

Die unabweisbare Konsequenz zunächst nur für das *Plessurgebirge* ist einmal, dass die Triasmassen im Osten und Süden, die Hauptberge und auffallendsten Gipfel der ganzen Gruppe, unmöglich im Untergrunde wurzeln können, sondern ihrerseits natürlich auch schwimmen müssen.

Weitere Konsequenzen für die Ostalpen zu ziehen ist nicht meine Aufgabe. Ein Schnitt im Bauplane zwischen Ost- und Westalpen wird aber immer unwahrscheinlicher. Und wer die Deckenhypothese für die *Schweiz* annimmt, wer sie in *Bünden* zugibt, der muss die Konsequenzen nach *Osten* ziehen.

Schon in dem Teile, der die Lokaltektonik behandelt, hatten wir gesehen, dass die *Aufbruchzone* von Süden und Südosten überschoben ist von relativ normalem, ungestörtem Gebirge — unserer *„Strela-Amselfluh-Lenzerhornfalte“*.

Die Gesteine dieser Region sind: Kristallin, Verrucano, Rauhwacke, Muschelkalk, Wetterstein, Hauptdolomit, Kössner Schichten, Lias Adnether Facies; zweifellos hat darauf noch weiterer Jura, vielleicht auch Kreide gelegen, — sie sind aber auf „natürlichem“ Wege, durch Erosion, verschwunden.

Diese ganze, wir wollen der Kürze halber sagen „Triasmasse“ lässt sich kontinuierlich nach Süden über das *Albulatal* hinweg in die *Bergüner Kalkstöcke (P. d'Aela, Tinzenhorn, P. Michel)* verfolgen. Das ist schon lange bekannt. Ebenso war es schon längst bekannt, dass die *Bergüner Stöcke* nach Süden über jüngere Gesteine aller Art überschoben sind. Unerklärlich blieb nur die Tatsache, dass die Triasmasse im *Plessurgebirge* nach Norden, südlich der *Albula* nach Süden überschoben war.

Es wurde dies eben hingenommen als eine Tatsache, die einstweilen unerklärlich war, und die gewöhnlich ziemlich stillschweigend übergangen wurde.

ROTHPLETZ' *Rhätische Schubmasse* gab immerhin eine gar nicht üble Erklärung, wenn auch ein Herleiten dieser Massen von Osten aus vielen Gründen unannehmbar erscheint.

Sobald wir aber die Deckentheorie zur Erklärung heranziehen, lösen sich diese schwierigen Fragen auf höchst einfache Weise.

Die Verhältnisse am Südfusse der *Bergüner Stöcke* fallen im Detail nicht mehr in den Rahmen dieser Arbeit. Ihre Gesamtheit musste nur herangezogen werden, um zu einem Resultate für die wahrscheinlichste Deutung der Verhältnisse im *Plessurgebirge* gelangen zu können. Dasselbe gilt von der nördlich anschliessenden *Casanna*gruppe.

Wenn wir hier den Rand der Triasmassen verfolgen, wenn wir über die *Casanna*gruppe ins *Rhätikon* gelangen und bis zur *Scesaplana* vordringen und dabei auf diesem ganzen Bogen stets — mit nur ganz geringen Unregelmässigkeiten — dieselben Lagerungsverhältnisse antreffen, d. h.: Kristallin und Trias auf einer ***Aufbruchzone*** mit Serpentin und Radiolarit, so scheint wohl eine erdrückende Wahrscheinlichkeit dafür zu sprechen, dass es tatsächlich eine grosse — ***„ostalpine“ — Decke*** ist, die die höchsten Teile des *Rhätikons* etc. bildet. Es ist dies nach allem, was oben über die ***Aufbruchzone*** — der Basis der Trias, soweit beobachtbar! — gesagt wurde, um so wahrscheinlicher.

Für das *Plessurgebirge* heisst das: ***Strela-Amselfluh-Lenzerhornfalte*** sind eine, der ***rhätischen Decke*** (Aufbruchzone) auflagernde, nächst höhere ***„ostalpine Decke“***.

Doch liegen die Verhältnisse nicht so einfach, dass man nun schlechthin alles, was auf der ***vindelicischen Faciesserie (Aufbruchzone — ophiolithische Serie — Rhätische Decke)*** liegt, einfach als relativ ungestörte, leichtgefaltete ***ostalpine Decke*** auffassen dürfte.

Schon bei der ersten Arbeit über das *Plessurgebirge* war ich dazu gedrängt worden, im westlichen Teile des Arbeitsgebietes zwischen ***Aufbruchzone*** und ***Strela-Amselfluhfalte*** ein ***Zwischenstück*** auszuscheiden — einen tektonischen Komplex, der auf der ***Aufbruchzone*** liegt und von der ***Strelafalte*** überschoben ist.

Stratigraphisch gehört dieses Stück zum Triasgebiet des Ostens und Südens — wenn auch geringe unterscheidende Merkmale vorhanden sind. Dem tektonischen Aufbau nach nimmt es eine Mittelstellung ein zwischen Unterlage und Auflage. Es ist nicht so zerstückelt und regellos wie die ***Aufbruchzone*** gebaut — aber auch lange nicht so ruhig und ungestört wie die ***Strelafalte***. Noch ist der normale Schichtverband im grossen und ganzen gewahrt — doch zeigt sich schon Schuppenstruktur und eine oft weit gehende Ausdünnung einzelner Schichtelemente.

(Vgl.: Fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 und 8, S. 50, 51 und 52.)

Seinerzeit hatte ich diese Zone nur als relativ kleines keilförmiges Stück am *Parpaner Weisshorn* nachweisen können. Wie weit es sich nach Osten erstreckt, liess (und lässt!) sich nicht sagen, da dort Hauptdolomit auf Hauptdolomit zu liegen kommt und so die Grenze zwischen oben und unten der Beobachtung entzogen ist.

Nach Westen verschwindet die Fortsetzung des *Zwischenstückes* zunächst alsbald unter dem Schutt des *Parpaner Rothornes*. In der Westwand der *Lenzerhorn*gruppe wird sie aber wieder sichtbar (vgl. Fig. 8, S. 52).

Dabei zeigt sich, dass das Fallen der Schichten nach Süden ein minimal geringes ist — und ferner, dass diese Zone mit fast stets gleichbleibender Mächtigkeit sich auf ca. 12 km weit verfolgen lässt, bis in die Südausläufer des *Lenzerhorn*gipfels, wo nicht etwa ein Auskeilen zu beobachten ist, sondern wo wieder bloss die Grenze gegen oben unsichtbar ist aus denselben Gründen wie im Osten in der *Erzhorn*wand.

Hier sehen wir zweierlei, was ohne Annahme der Deckentheorie sehr merkwürdig wäre, nämlich:

1. Die ***Strela-Amselfluhfalte***, die ja ganz zweifellos und handgreiflich auf dem ***„Zwischenstück“*** liegt, lässt sich mindestens 10—12 km weit überschoben erkennen — von einer kleinen lokalen Ueberfaltung oder Ueberschiebung kann also nicht mehr die Rede sein.

2. Die ***Zwischenzone*** — ein Streifen von nur etwa 100 m Mächtigkeit! — lässt sich mit dieser geringen aber konstanten Mächtigkeit auf grosse Strecken unter der ***Strelafalte*** verfolgen.

Durch die Annahme der Deckentheorie erklärt sich dies alles. Wir erblicken — durch diese Brille gesehen — in dem ***Zwischenstück*** eine ***„untere ostalpine Decke“*** — eine „Subdecke“, wenn man so will — sit venia verbo! —

Dem Verständnis und der Vorstellung zu Hilfe zu kommen sei es gestattet, ein vielleicht kühnes Bild (NB. „Bild“ nicht „Erklärung“!) heranzuziehen. Wer hat nicht schon die Wogen des Meeres beobachtet? Eine grosse Woge rollt heran, aus ihrer Basis löst sich eine kleinere ab, eilt voraus, wird aber bald von der grossen wieder eingeholt und zugedeckt. So ähnlich könnte man sich vielleicht das Verhältnis zwischen unterer und oberer ostalpinen Decke denken.

Möglich, dass es sich dabei um rein lokale Erscheinungen handelt — ähnlich denen einzelner Nordschweizer Decken (vgl. A. Heim, zur Kenntniss der Glarner Ueberfaltungsdecken etc.), möglich aber auch, dass sich diese untere ostalpine Decke in grosser Erstreckung wird nachweisen lassen. Aehnliche Verhältnisse scheint wenigstens v. SEIDLITZ im *Rhätikon* gefunden zu haben. Und eine genaue Spezialuntersuchung der *Casannagruppe* und der *Bergüner Stöcke* wird vielleicht dasselbe Resultat zu Tage fördern. Möglich schliesslich auch, dass an vielen Orten die *untere ostalpine Decke* sich der Beobachtung entzieht. Denn der überwiegenden Hauptmasse nach scheint sie aus triadischem Dolomit zu bestehen, der nur untergeordnet Kössner, Lias und Radiolarit eingefaltet enthält. Nun ist ja die Basis der oberen ostalpinen Decke auch der Hauptsache nach Dolomit. Wo also — und im *Plessurgebirge* ist der Beweis erbracht, dass dies der Fall sein kann — der unteren Decke Lias, Radiolarit etc. fehlen, so dass sie nur aus Dolomit besteht, und wo dann ferner der — wie es scheint „normale“ — Fall vorliegt, dass diese Decke direkt vom Hauptdolomit der oberen überlagert wird, muss ihre Trennung mit ganz besonderen Schwierigkeiten verknüpft sein, wenn sie nicht einfach unmöglich ist.

Rekapitulieren wir kurz, wie wir uns jetzt die Tektonik des *Plessurgebirges* in ihren grossen Zügen denken:

1. Den Untergrund bildet das *basale Schiefer- (Flysch-)vorland.* Ueber seine Natur — ob wurzelnd, ob selbst schwimmend — lässt sich im *Plessur*gebirge nichts beobachten oder erschliessen.

2. Auf das *Schiefervorland* legt sich als relativ dünne Lage die *„Klippendecke“*. Sie ist stellenweise unterbrochen. Wir treffen sie von *Sapün* bis zur *Ochsenalp* als Pretschkalkwand — am *Gürgaletsch* als Falknisbreccie.

3. Die *Brecciendecke* ist nur andeutungsweise vorhanden. Wir finden sie nur am *Aroser Weisshorn* in der Form polygener liassischer Breccien.

4. Die *rhätische Decke* ist mächtig entwickelt. Sie ist hauptsächlich durch Serpentin, Radiolarit und Cenomanbreccie charakterisiert. Ihrer Natur nach ist sie ein Schollen- und Schuppenland.

5. Diese drei Decken haben vielleicht alle Flysch getragen — doch lässt sich einstweilen ganz unmöglich sagen, welche Flyschpartien zu welcher Decke gehören.

6. *Klippendecke + Brecciendecke + rhätische Decke + deren Flyschbedeckungen* bilden das lokaltektonische Element der *„Aufbruchzone“*.

7. Ueber diese Decken legt sich die gewaltige *ostalpine Decke.* Diese zerfällt in eine *untere* und eine *obere.*

Die untere besteht aus Raibler, Dolomit, Rhät, Lias, Adneth, Radiolarit; sie ist das *„Parpaner Zwischenstück“* der Lokaltektonik.

Die obere ist charakterisiert durch kristalline Gesteine, Verrucano, dessen Porphyre, Rauhwacke, Muschelkalk, Wetterstein, Hauptdolomit und Rhät; sie ist die *„Strela-Amselfluh-Lenzerhornzone“* der Lokaltektonik.

8. Die Existenz anderer höherer Decken ist im *Plessurgebirge* nicht nachweisbar; sie ist aber unwahrscheinlich, da die letzte und heute höchste — *„ostalpine“* — Decke relativ unverdrückt und ungestört ist.

9. Diese Decken sind selbstverständlich kein lokales Phänomen, das auf das *Plessurgebirge* und seine nächste Nachbarschaft beschränkt ist. Schon heute kann man — natürlich alles unter Annahme der Deckentheorie, die aber einstweilen die beste „Arbeitshypothese“ ist — sagen, dass zum mindesten das benachbarte *Silvretta*massiv höchst wahrscheinlich nicht wurzelt. Wie weit sich diese Decken nach Osten wirklich verfolgen und nicht nur behaupten lassen, muss die Zukunft zeigen.

Die Behauptung, es lägen uns im *Plessurgebirge* und *Rhätikon* etc. schmale faciell verschiedenartige, randlich überschobene Gebiete vor, scheint mir zur Evidenz unhaltbar geworden. Dass diese Behauptung aufgestellt wurde, erklärt sich nur aus mangelndem Ueberblick. Aus der Lokaltektonik allein lässt sich allerdings leicht der Eindruck gewinnen, dass es so wäre. Es ist lehrreich, sich dieses klar zu machen.

Schon in meiner ersten Arbeit wurden die einzelnen tektonischen Zonen richtig erkannt — aber aus Mangel an Uebersicht postulierte ich bloss seitliche kleinere Ueberschiebungen. Es ist ein Trost, dass es andern ähnlich ging.

LORENZ, der — übrigens vor mir — ein grösseres Gebiet überblickte, konnte mit dieser Vorstellung nicht mehr auskommen. Er ersann die *konzentrische Randbogenüberschiebung*.

ROTHPLETZ erkannte mit weitem Blick schon *grosse Decken*.

LUGEON, TERMIER, HAUG, STEINMANN, SUESS etc. etc. aus der Fülle einer Erfahrung heraus, die grosse Teile des ganzen Alpengebietes umfasst, haben die *Deckentheorie* für *Bünden* aufgestellt, verfochten und zugegeben.

PAULCKE hat den letzten Versuch unternommen, alles aus lokalen Ursachen zu erklären. Er hat versucht, dabei für das ganze Alpengebirge einen gemeinsamen Bauplan aus diesen jeweils lokal wirkenden Ursachen abzuleiten. Angesichts der Verhältnisse westlich des Rheines, angesichts auch der Verhältnisse in Graubünden muss für diese Teile der Alpen sein Versuch als gescheitert betrachtet werden. Ein Schnitt zwischen Bünden und Engadin respektive den weiteren Ostalpen scheint uns den Verhältnissen Zwang anzutun — alles weitere ergibt sich von selbst.

Während des Druckes dieser Arbeit erschien ein weiteres Buch von ROTHPLETZ: „Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmassen". Obgleich meine Arbeit schon druckfertig vorliegt, will ich doch kurz auf den Inhalt des ROTHPLETZschen Buches eingehen — damit der Autor sich nicht beklagt, von mir nicht gelesen worden zu sein.

Auch diese neue Arbeit von ROTHPLETZ hat mich nicht veranlassen können, meine Stratigraphie des Plessurgebirges aufzugeben und seine anzunehmen. Sie hat mich nicht überzeugen können, dass mächtige permische Röthidolomite und Radiolarienhornsteine auftreten — noch weniger davon, dass vielerorts eine Transgression von Rhät über Röthidolomit stattfindet.

Die lokaltektonischen Differenzen zwischen uns beiden sind ganz gewaltige. Einstweilen kann ich nur bitten: der Leser möge ROTHPLETZ' Profile mit meinen — aber auch mit denen von SCHILLER, ZÖPPRITZ und v. SEIDLITZ — vergleichen und sich die Verhältnisse dann in Natura ansehen. Wir alle haben viele Monate darauf verwandt, ein kleines Stückchen genau und sorgfältig zu kartieren.

Was die regionale Tektonik anbelangt, so treffen wir uns in einem Punkte: wir glauben jetzt beide, dass die Decken des Plessurgebirges weit hergekommen sind. Im übrigen — Richtung des Schubes, Anzahl der Decken etc. — existieren die weitestgehenden Unterschiede.

Hier mich in eine Polemik einlassen, das hiesse z. B. nachweisen, inwiefern die Klippen, die Freiburger Alpen etc. mit der Aufbruchzone des Prättigaus stratigraphisch ident sind, warum also ROTHPLETZ konsequenterweise seine Ostüberschiebung mindestens bis zu den Klippen von Annecy ausdehnen müsste — das hiesse eine Legion zum Teil schon gelöster Probleme nochmals behandeln — das hiesse nichts anderes als ein ganzes dickes Buch schreiben.

Dankenswerter als solch eine unfruchtbare Polemik scheint mir die Aufgabe, mit der Kartierung der an das Plessurgebirge anschliessenden Gebiete fortzufahren.

Die soeben erschienenen Arbeiten von v. SEIDLITZ, ZÖPPRITZ und SCHILLER scheinen mir auch gar keine üble — wenn auch ungewollte und unbewusste — Antwort auf ROTHPLETZ' Buch zu sein.

Fig 1

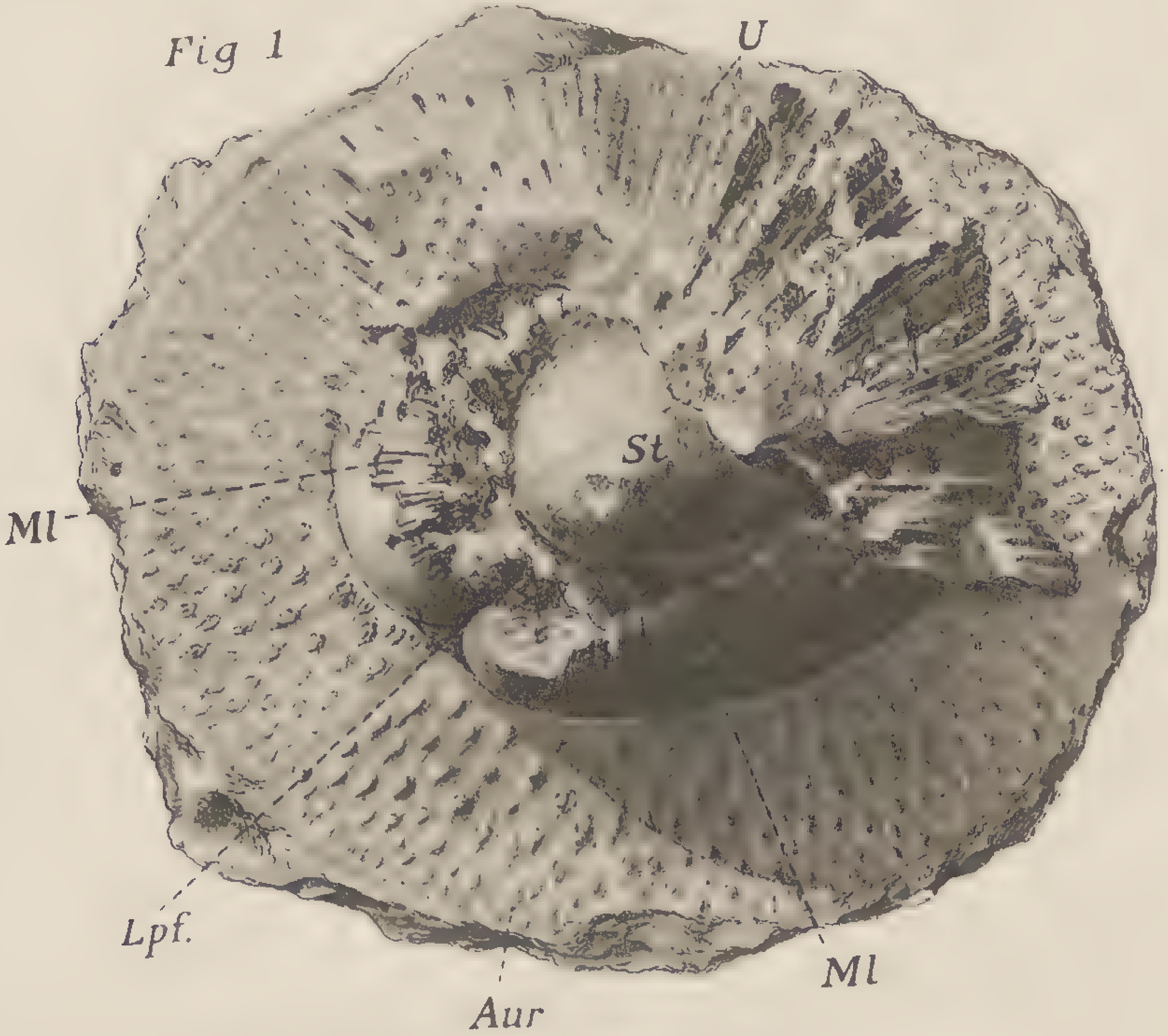
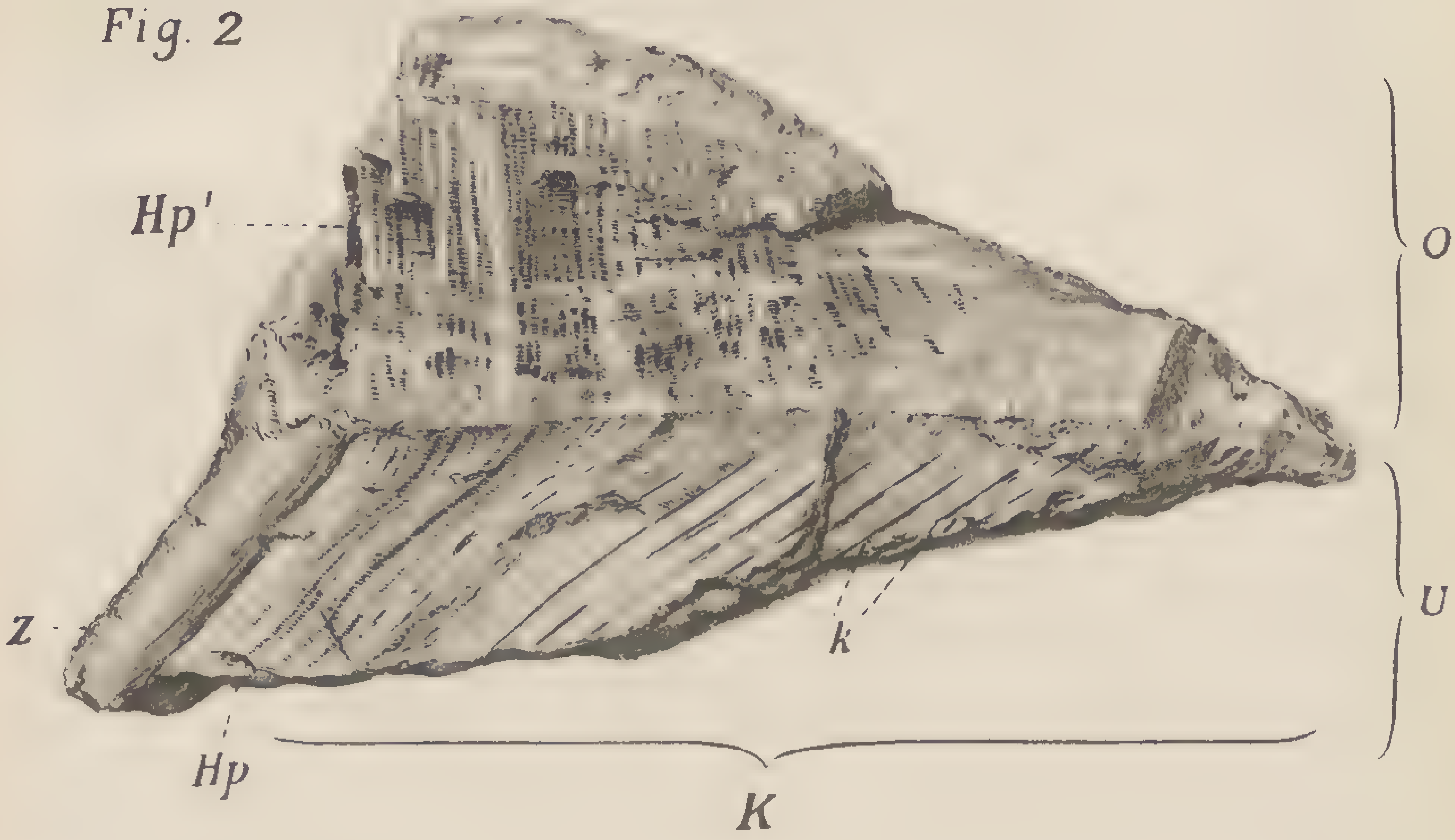

U
St
Ml
Lpf.
Aur
Ml

Fig. 2



Lichtdruck v. Carl Ebner, Stuttgart.

Berichte d. naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. XVI 1905/6. Snethlage Joufia. Taf. II.

Fig. 1

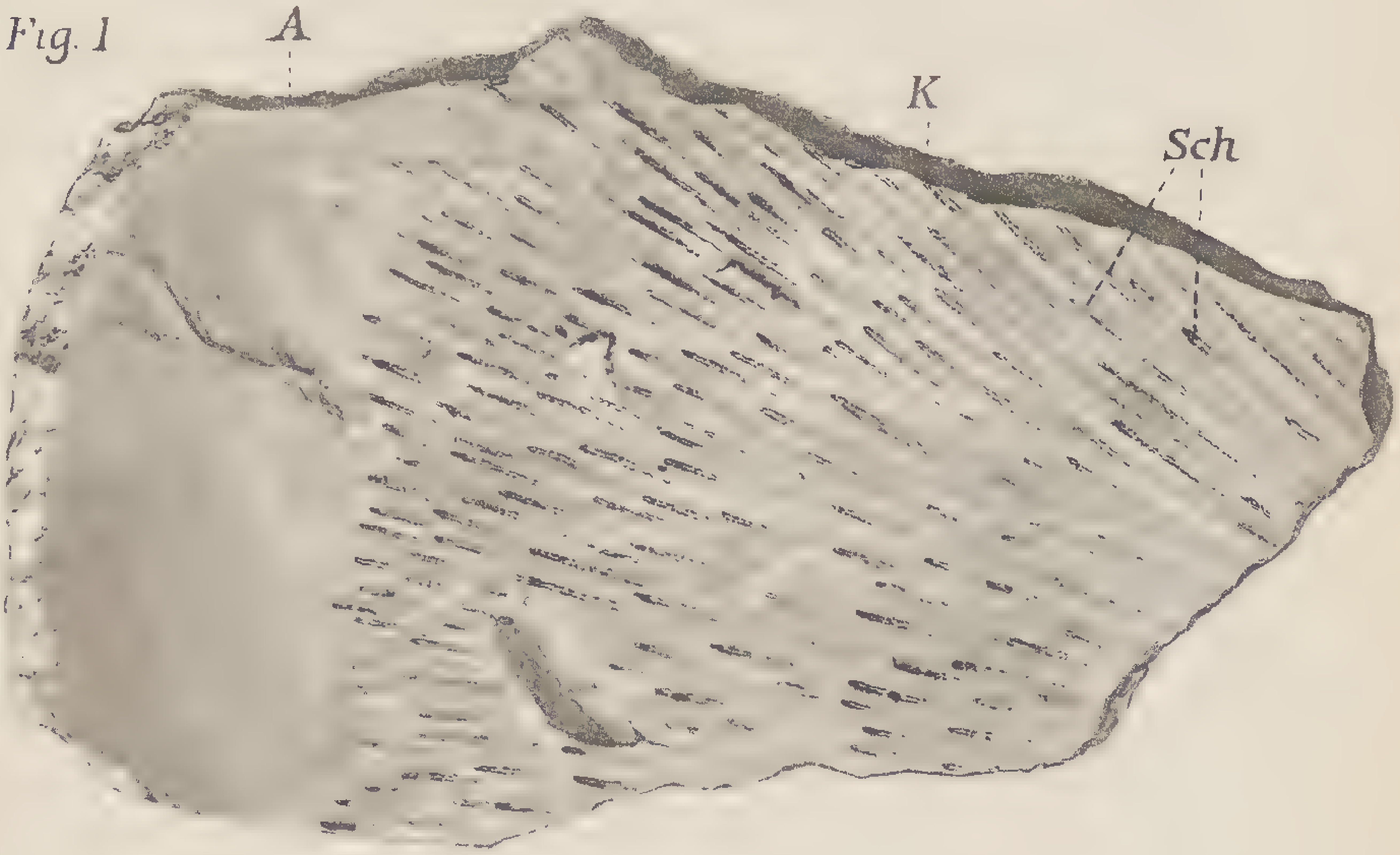


Fig. 2

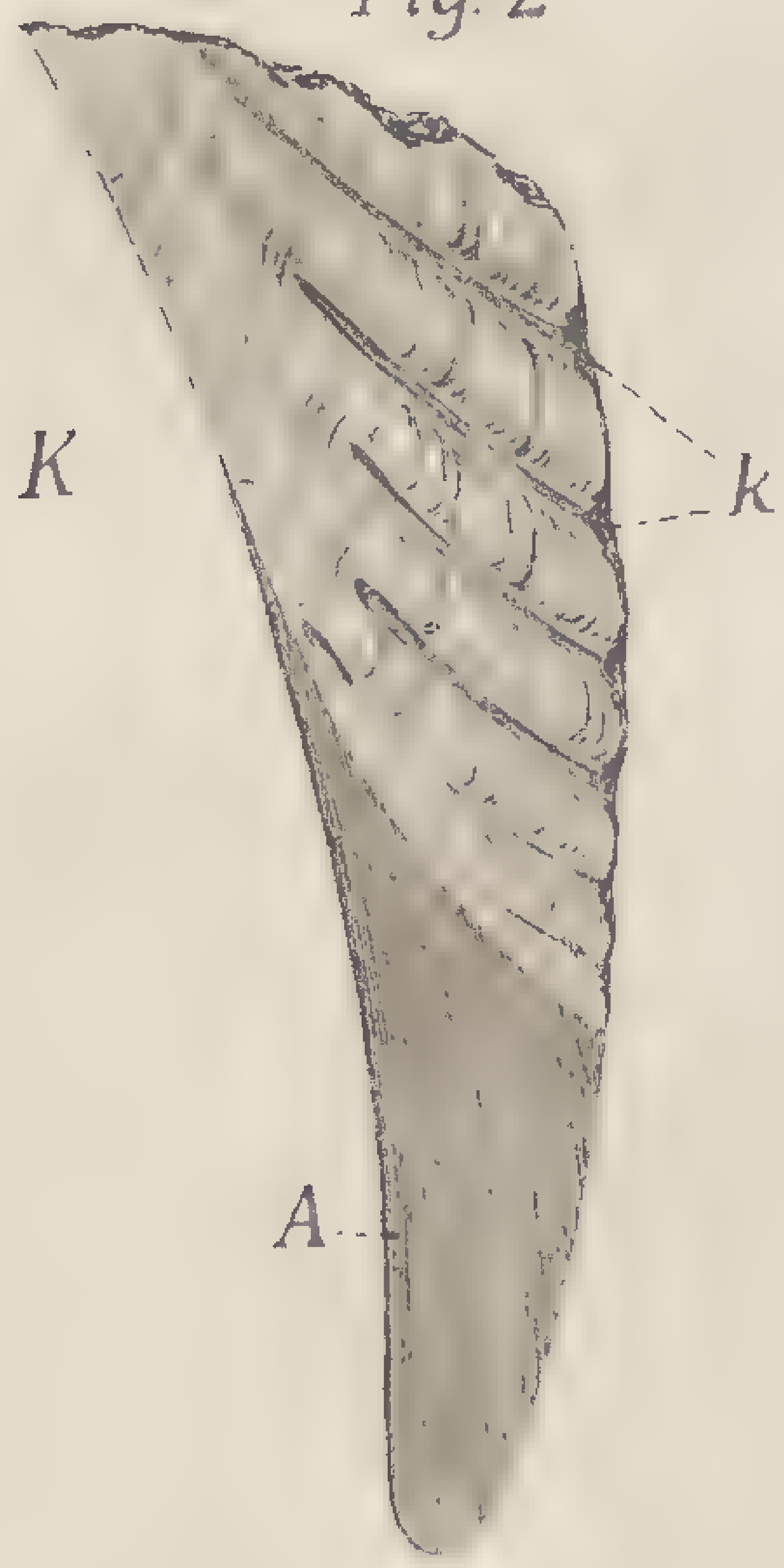
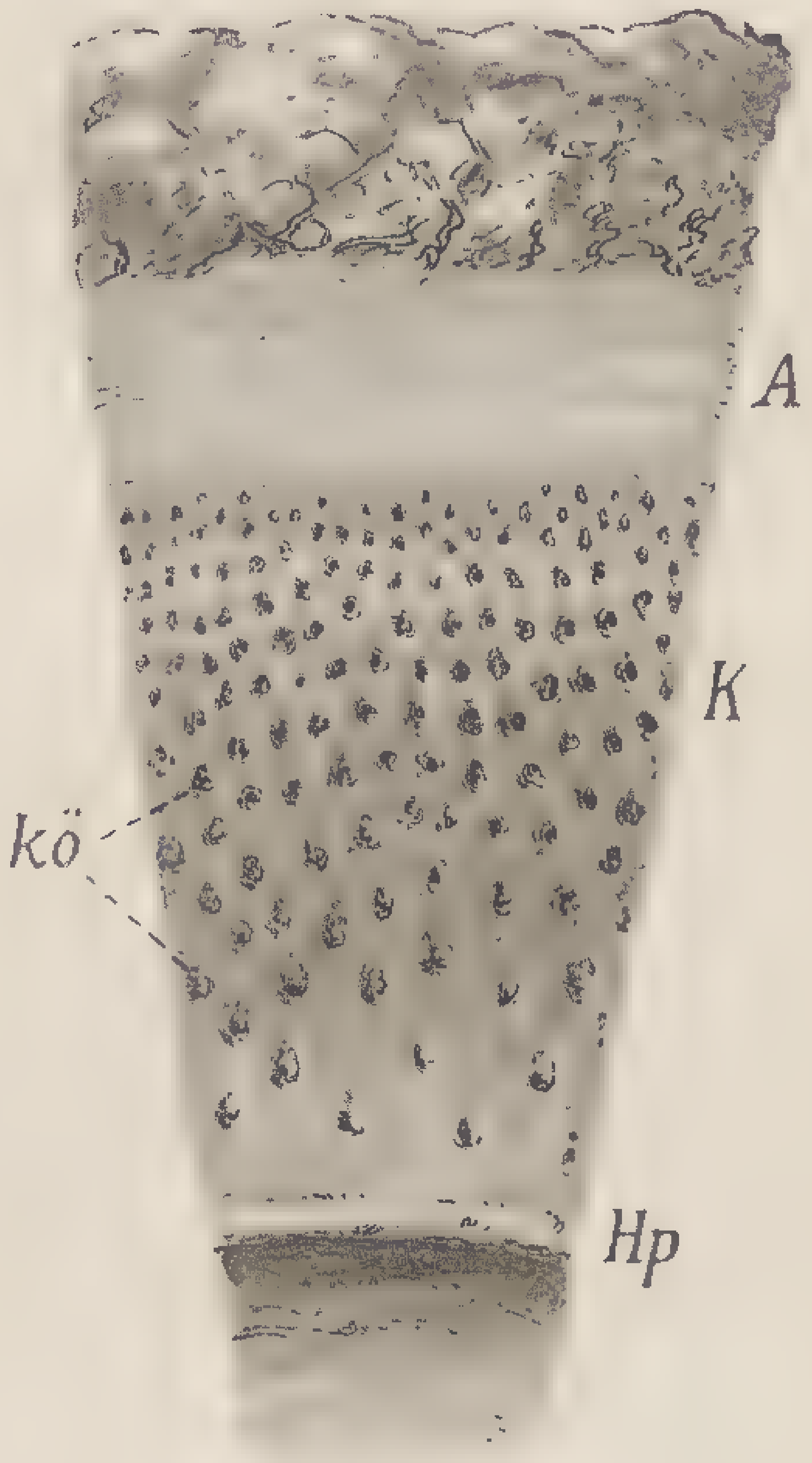


Fig. 3

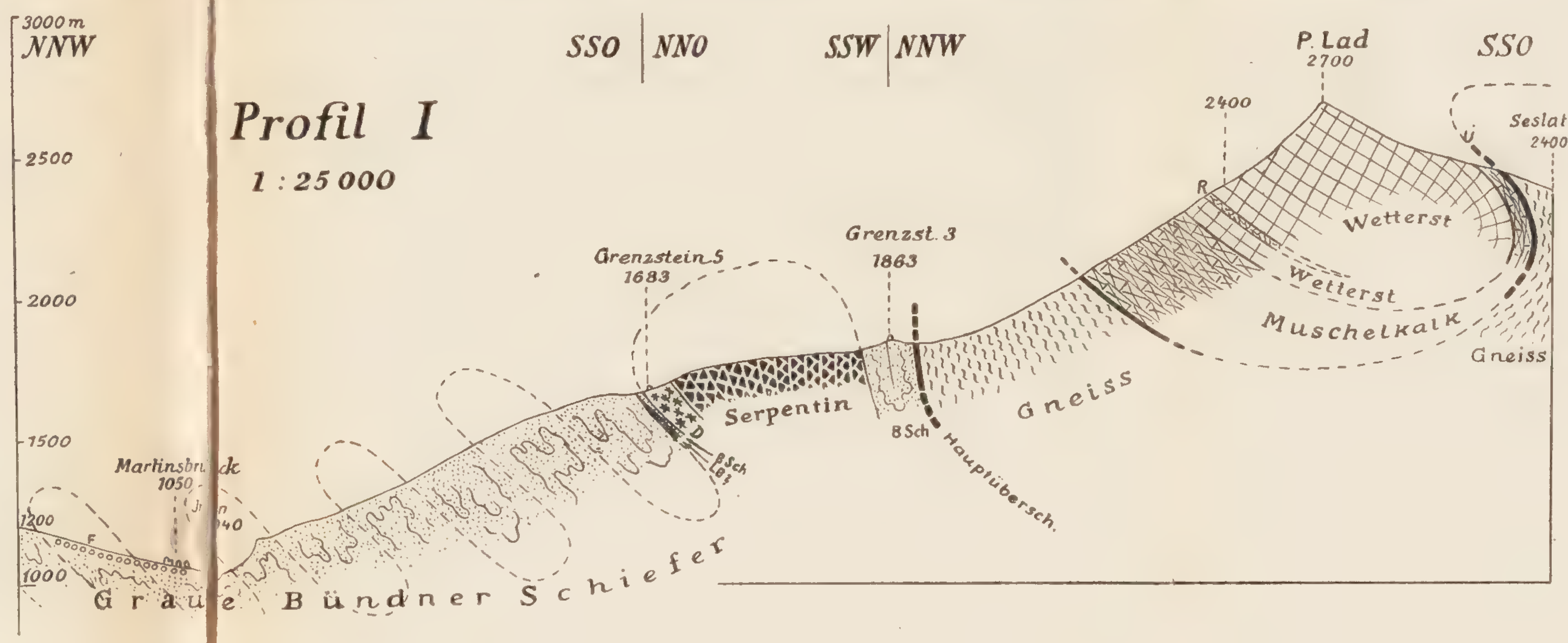


Lichtdruck v. Carl Ebner, Stuttgart

Erklärung der Zeichen

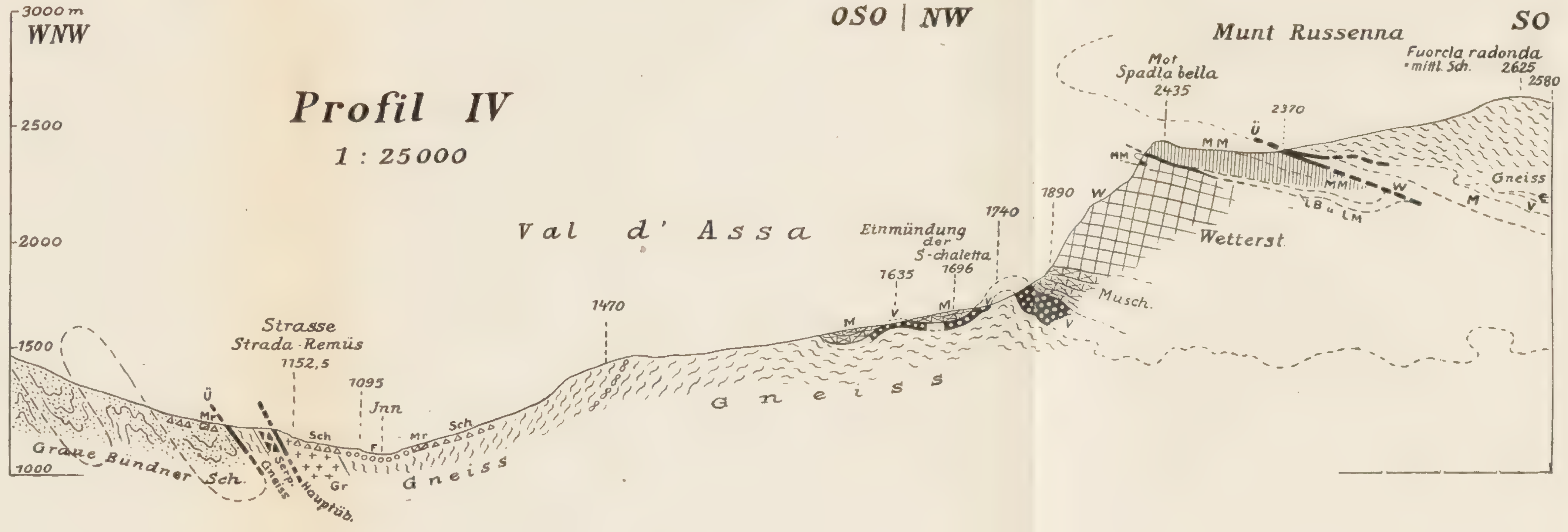
für die Profile I, II, IV, V.

	Ü	*i/*	Ueberschiebungs- u. Ueberfaltungslinien, Ausquetschungs- u. Discordanzlinien.
Quartär	Sch	△	Gehängeschutt
	K	▽	Kalksinter u. Nagelfluh
	F	○	Flussterrasse u. -Schotter
	Mr	▫	Moränenreste
	B.Sch	▤	Graue Bündner Schiefer
	S	▩	Serpentin
Jura	MM	▥	Tithon
	LM	▧	O-Lias-Mergelkalk
	LB	▩	Liasbreccie u.-Kalk
Trias	H	▤	Hauptdolomit
	R	▨	Raibler Schichten
	W	▦	Wettersteindolomit
	M	▨	Muschelkalk
	Mm	●	Marmor unsich. Alters (Quetschzone im Gneiss).
	V	■	Verrucano (und Buntsandstein).
	C	▤	Casanaschiefer
	D	∴	Diabas, Spilit
	Gr	+	Granit
	Gn	▥	Gneiss; hornblendeführend.


Profil I

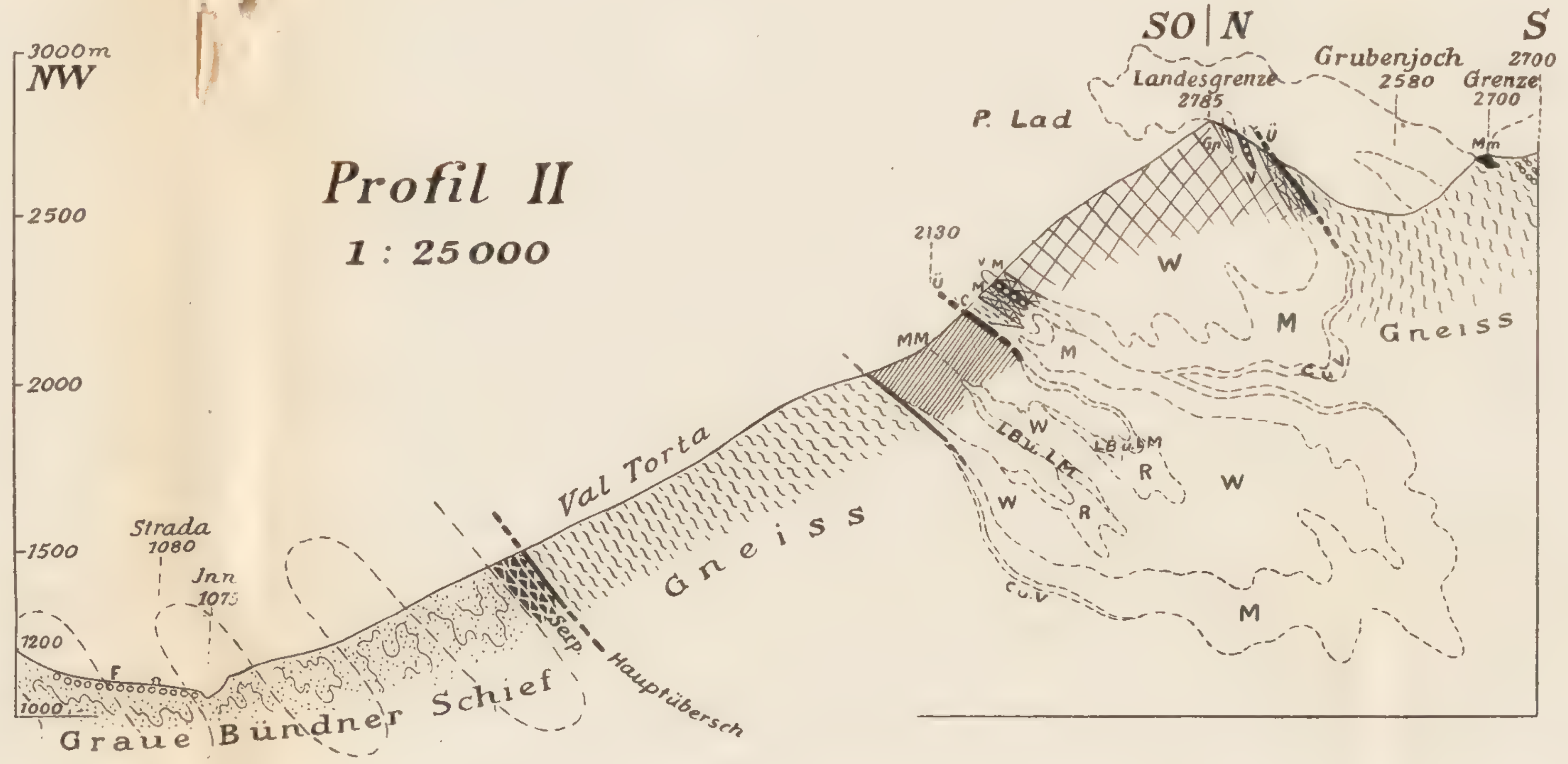
1 : 25 000

3000 m
NNW
2500
2000
1500
1200
1000
SSO | NNO
SSW | NNW
P. Lad
2700
SSO
2400
Seslat
2400
Ü
R
Wetterst
Wetterst
Muschelkalk
Gneiss
Grenzstein 5
1683
Grenzst. 3
1863
Serpentin
Gneiss
B Sch
Hauptübersch.
D
B Sch
Martinsbruck
1050
Jnn
940
F
Graue Bündner Schiefer


Profil IV

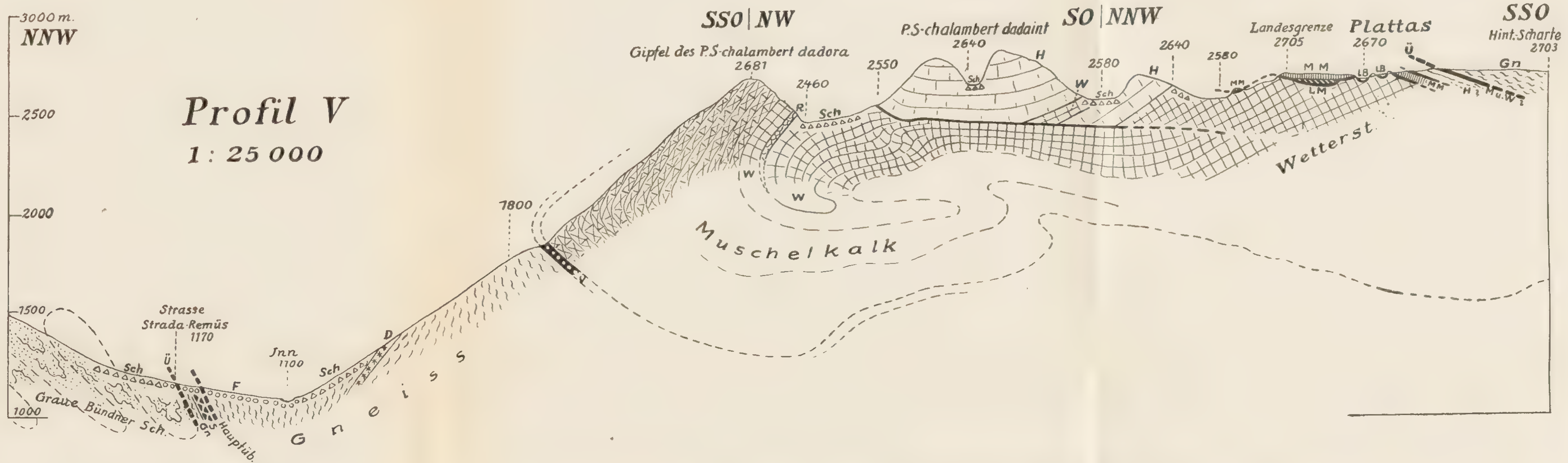
1 : 25000

3000 m
WNW
2500
2000
1500
1000
OSO | NW
SO
Munt Russenna
Mot Spadla bella
2435
Fuorcla radonda
mittl. Sch.
2625
2580
2370
Ü
MM
MM
MM
W
Gneiss
LB u LM
M
V
1890
W
Wetterst.
Val d' Assa
Einmündung der S-chaletta
1740
1696
1635
M
V
M
Musch.
V
1470
Gneiss
Strasse
Strada Remüs
1152,5
1095
Jnn
Ü
Mr
Sch
Sch
Mr
F
Sch
Gr
Graue Bündner Sch.
Gneiss
Serp.
Hauptüb.
Gneiss


Profil II

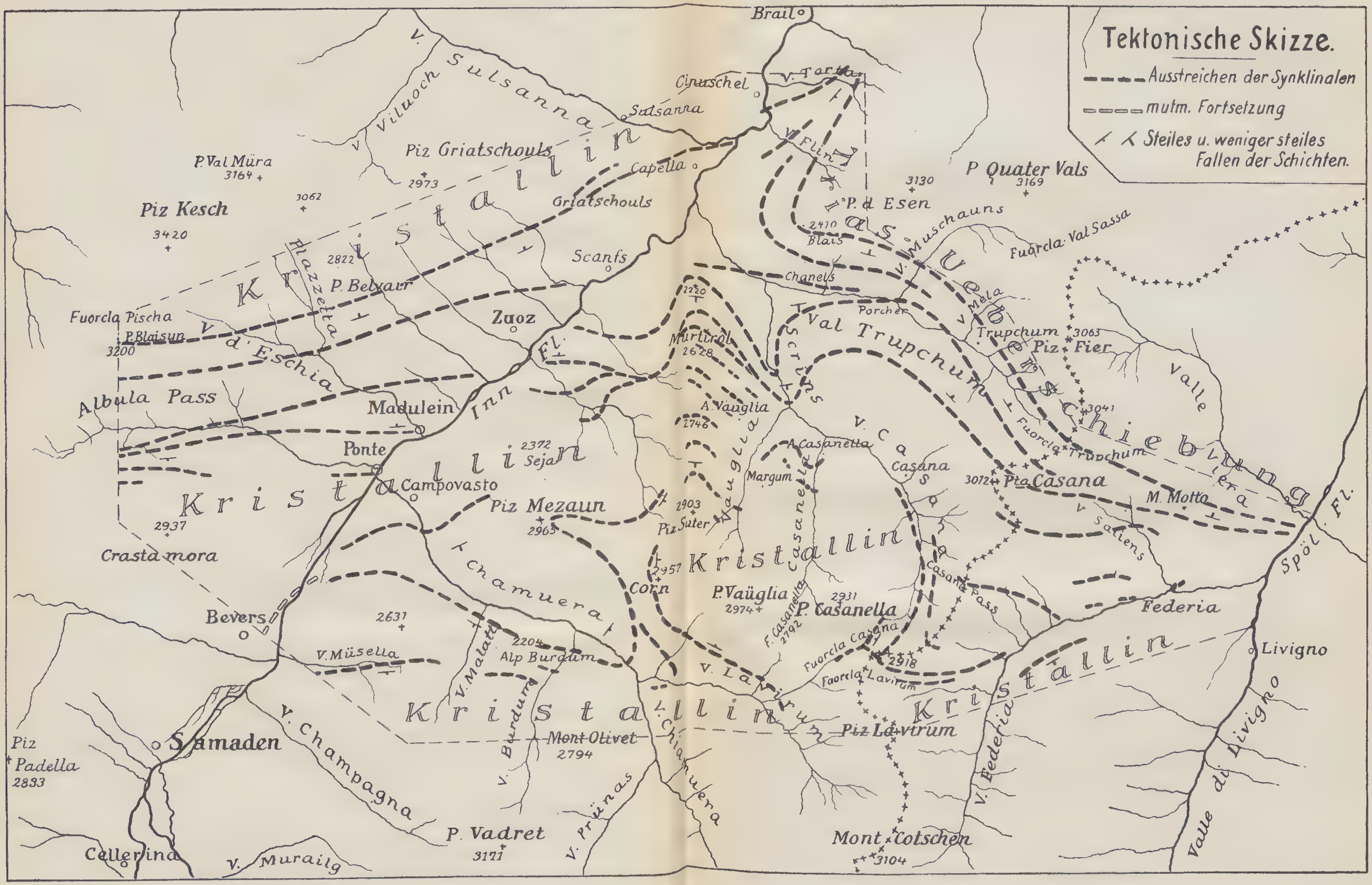
1 : 25000

3000m
NW
2500
2000
1500
1200
1000
SO | N
S
P. Lad
Landesgrenze
2785
Grubenjoch
2580
Grenze
2700
2700
Mm
Gn
V
Ü
2130
Ü
V M
M
C
W
M
Gneiss
MM
M
C u V
LB u LM
W
LB u LM
R
W
W
R
C u V
M
Val Torta
Gneiss
Strada
1080
Jnn
1075
F
Serp.
Hauptübersch
Graue Bündner Schief


Profil V

1 : 25 000

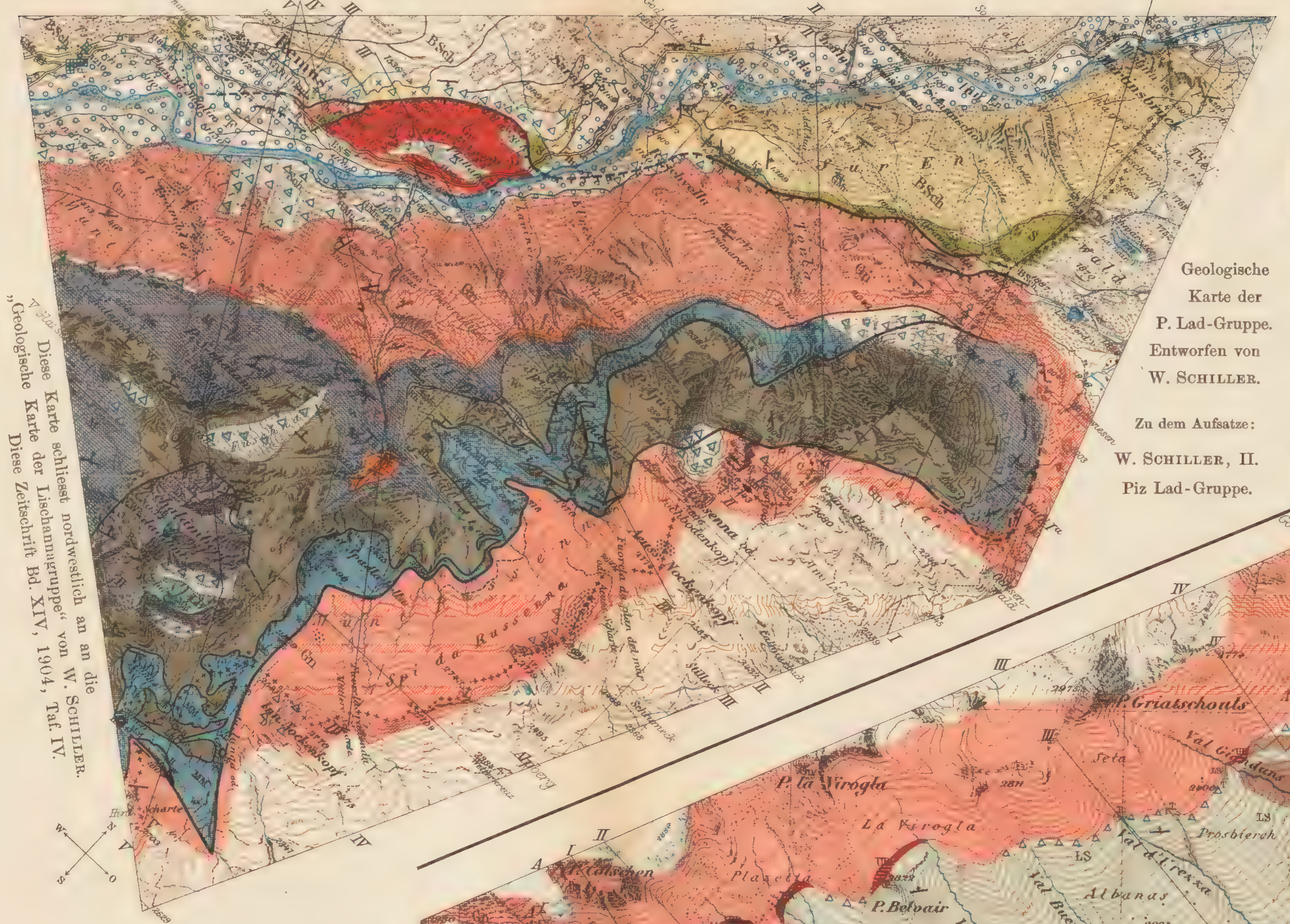
3000 m.
NNW
2500
2000
1500
1000
SSO | NW
Gipfel des P. S-chalambert dadora
2681
P. S-chalambert dadaint
2640
SO | NNW
Landesgrenze
2705
Plattas
2670
SSO
Hint. Scharte
2703
2460
2550
2580
2640
2580
R
Sch
Sch
H
W
Sch
H
MM
MM
LM
LB
LB
Ü
Gn
LMM
H
Mu. W
Wetterst
W
W
Muschelkalk
1800
Strasse
Strada Remüs
1170
Jnn
1100
Ü
Sch
F
Sch
D
Graue Bündner Sch.
Hauptüb.
Gneiss



Tektonische Skizze.

Ausstreichen der Synklinalen
mutm. Fortsetzung
Steiles u. weniger steiles Fallen der Schichten.
Brail
Cinuschel
V. Tantermozza
Sulsanna
V. Sulsanna
V. Viluoch
P. Val Müra 3164
Piz Griatschouls 2973
Piz Kesch 3420
3062
Capella
Griatschouls
Scanfs
Kristallin
Trias Ueberschiebung
V. Flin
P. d Esen
3130
P Quater Vals 3169
2410
Blais
V. Muschauns
Fuorcla Val Sassa
Chanels
Porcher
V. Mela
Trupchum
Piz Fier 3063
Valle
3041
Fuorcla Trupchum
V. Trupchum
Val Trupchum
Murtirol 2628
2220
A. Vauglia
2746
V. Vauglia
Scrins
A. Casanella
V. Casana
Casana
3072
Pta Casana
M. Motto
Livigno
V. Saliens
Spöl Fl.
Hazzetta
2822
P. Belvair
Zuoz
Fuorcla Pischa
P. Blaisun 3200
V. d'Eschia
Albula Pass
Madulein
Inn Fl.
Ponte
Campovasto
2372
Seja
Piz Mezaun 2965
Kristallin
2937
Crasta mora
2903
Piz Suter
Margum
F. Casanella 2792
2957
Corn
P. Vaüglia 2974
P. Casanella 2931
Casana Pass
Federia
Livigno
Fuorcla Casana
2918
Fuorcla Lavirum
V. Lavirum
Bevers
2631
V. Müsella
V. Chamuera
2204
Alp Burdum
V. Malatt
V. Burdum
Mont Olivet 2794
V. Chamuera
Piz Lavirum
V. Federia
Valle di Livigno
Samaden
Piz Padella 2833
V. Champagna
P. Vadret 3171
V. Prünas
Mont Cotschen 3104
Cellerina
V. Murailg

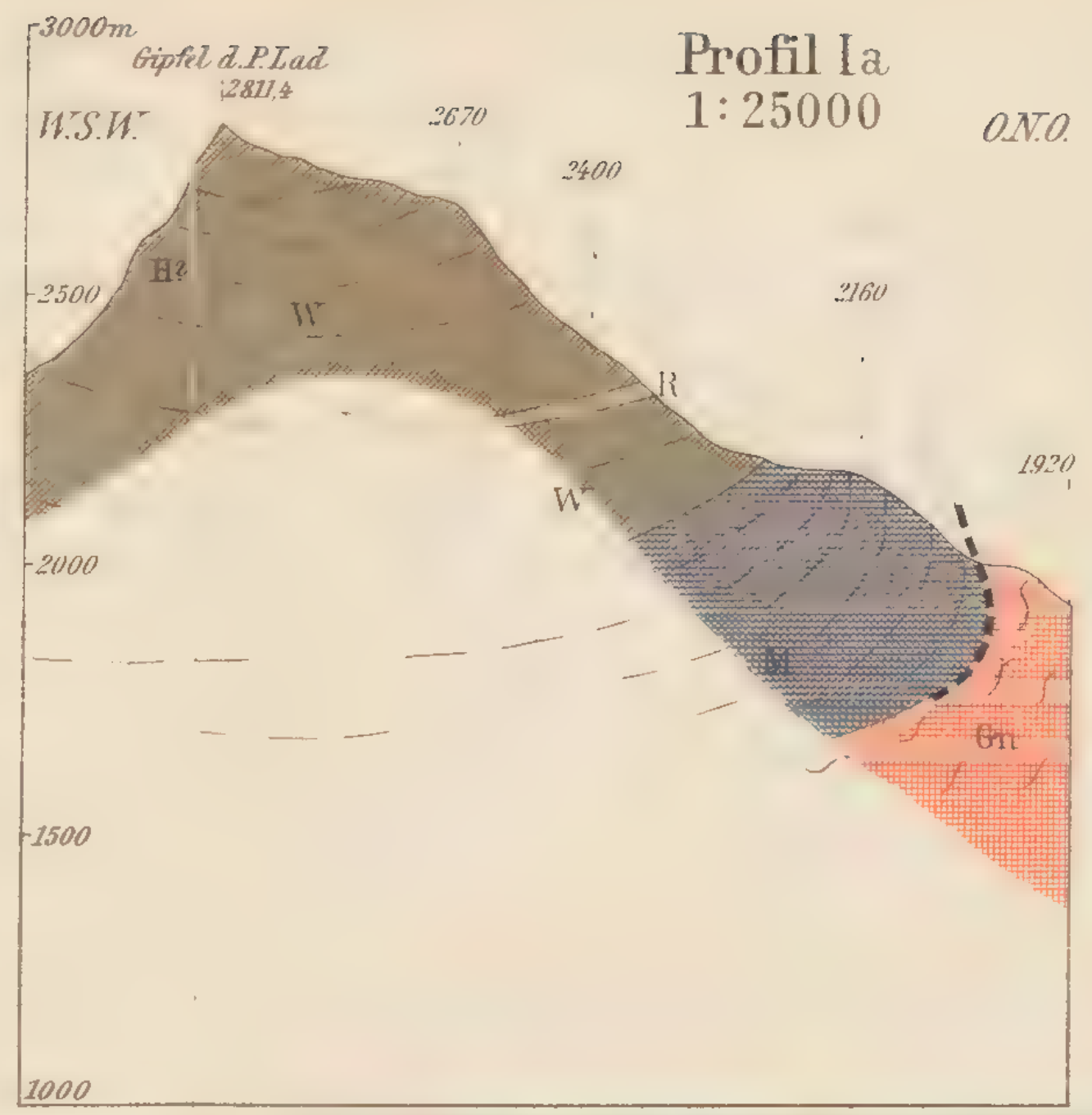
Profil II
WNW.
OSO.
3388 m.
2750
2500
2250
2000
1750 m.
Gletscher
Keschmasse
2640 m.
l'Ova del Lejet
Val d'Es-chia 2170 m.
Felsrücken Guardaval 1920 m
Jnn 1675 m
Nordgrat des Piz Mezzaun-Gipfels
P. ü. 2970 m.
P. ü. 2970 m.
Corn 2780 m.
P. ü. 2940 m.
Piz Vaüglia 2977 m.
Fuorcla Casanella 2730 m.
Piz Casanella 2920 m.
Casanabach 2530 m.
Grenzkamm 2750 m.
Vle l'Everone 2280 m.
2000 m.
1750 m.
Piz Blaisun-Synklinalen
Maduleiner-Falten-Züge
Crasta mora-Seja-Antiklinale
Piz Mezzaun Synklinalen
Masse des Piz Vaüglia
3000 m.
2875 m
2750 m
Vergrösserte Wiedergabe eines Teiles von Profil II von Piz Mezzaun bis Corn. 1:12500.
Profil III
NW.
SO.
2820 m
2500 m.
2250 m.
2000 m.
1750 m.
Val d'Urezza
Keschmasse
Piz Blaisun-Synklinalen
Zuoz
Jnn 1650 m.
Via leda
Arpiglia-Bach 2010 m.
Arpigliabach 2260 m.
Piz Sutèr 2880 m.
Maduleiner Falten-Züge
Crasta mora-Seja-Antiklinale.
Piz-Mezzaun-Synklinale
2500 m.
2250 m.
2000 m.
1750 m.
Profil IV
NW.
SO.
Punkt 2774 m.
2500
2250 m.
2000 m.
1750 m.
1500 m.
Keschmasse
1980 m.
Piz Blaisun-Synklinalen
Jnn 1640 m.
1980 m.
Andere …utung der nicht se… uten Aufschlüsse
Muotta pitschna 1950 m.
2270 m.
2550 m.
2740 m.
Crasta mora-Seja-Antiklinale
Maduleinen Falten-Züge
2250 m.
2000 m.
1750 m.
1500 m.
Masstab aller Profile 1:25000
Profil VIII
NNO.
SSW.
Grat zwischen Val Mela u. Val Trupchum 2670 m
2460
Trupchum-Bach 2040 m.
Grat zwischen Val Trupchum u. Val Casana 2860 m.
Casanabach 2270 m.
2640 m.
2250 m
2000 m.
1750 m
Val Trupchem-Synklinalen
Masse des Piz Vaüglia
2000 m.
1750 m
Profil IX
NNO.
SSW.
3041 m. Mte. Saliente
Fuorla Trupchum 2840 m. 2740 m.
2860 m.
2680 m.
2840 m.
Rino Toscie 2460 m.
2570 m.
Costaccia 2370 m.
Vle Federia
2750 m
2500 m
2250 m.
2000 m.
Val Trupchum-Synklinalen.
2250 m.
2000 m.
Profil X
NNO.
SSW.
Monte Motto 2680 m.
2560 m.
Vle. Saliente 2040 m.
Kirche von Federia
Bach von Federia 1900 m.
2420 m.
Val Trupchum-Synklinalen
Profil XI
NNO.
SSW.
Monte Motto 2330 m.
2010 m.
Vle. Viera
V. Federia 1810 m.
2010 m.
1750 m.
Val Trupchum-Synklinalen
F Foraminiferen-Schiefer.
T weisse Aptychenkalkschiefer Oberst. Tithon.
M rothe u. graue Aptychen-Kalke sowie rote u. grüne Radiolarite Malm u. Tithon.
LS Lias in Fleckenmergelfacies.
LK roter Liaskalk u. rote Crinoidenbreccie.
K Kössener Schichten.
Tr Triasdolomit (allgemein).
H Hauptdolomit.
Rr Raibler Schichten.
W Wettersteindolomit
Mu Muschelkalkdolomit
R Untere Rauhwacke
V Verrucano u. Buntsandstein
Gr Granit
Gl Granatführender Glimmerschiefer.
Kr Gneis u. krystalline Schiefer



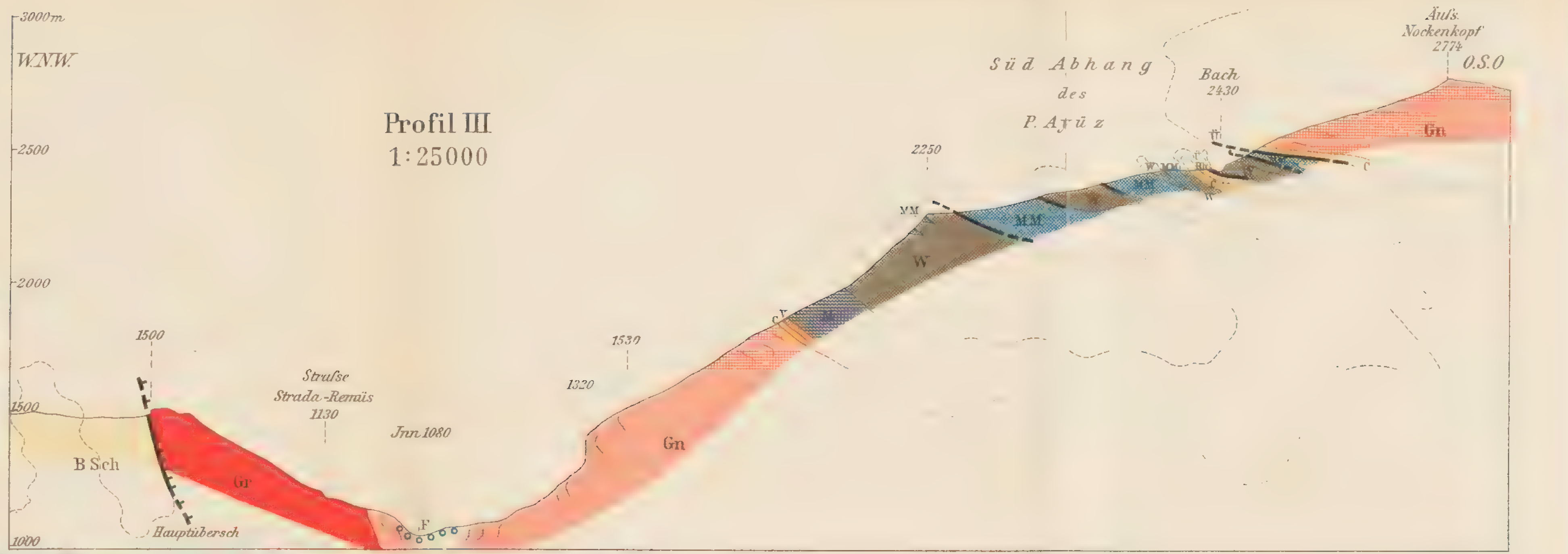
Geologische
Karte der
P. Lad-Gruppe.
Entworfen von
W. SCHILLER.

Zu dem Aufsatze:
W. SCHILLER, II.
Piz Lad-Gruppe.

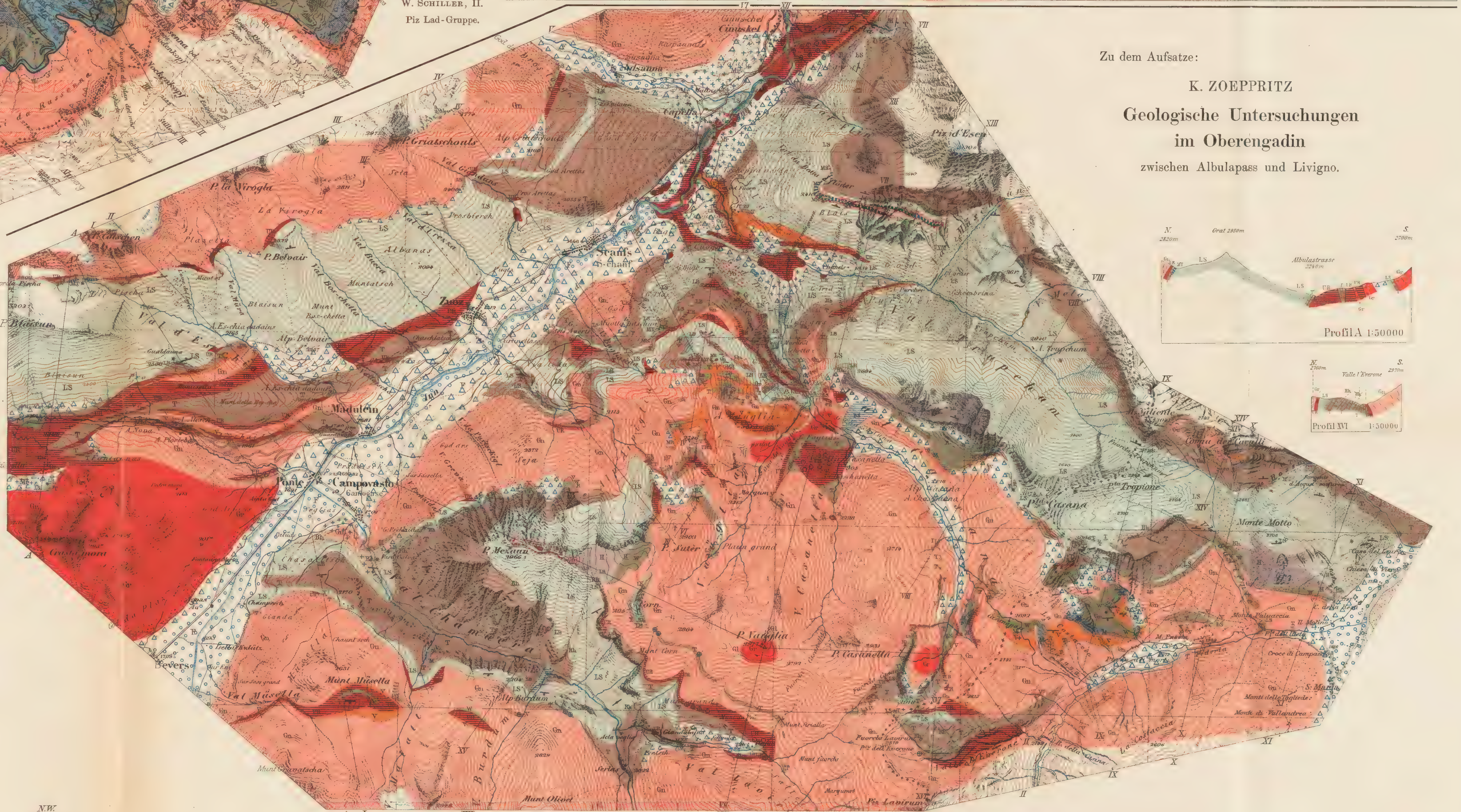
Diese Karte schliesst nordwestlich an an die „Geologische Karte der Lischannagruppe“ von W. SCHILLER.
Diese Zeitschrift Bd. XIV, 1904, Taf. IV.



Profil Ia 1:25000



Profil III 1:25000



Zu dem Aufsatze:

K. ZOEPPRITZ

Geologische Untersuchungen im Oberengadin

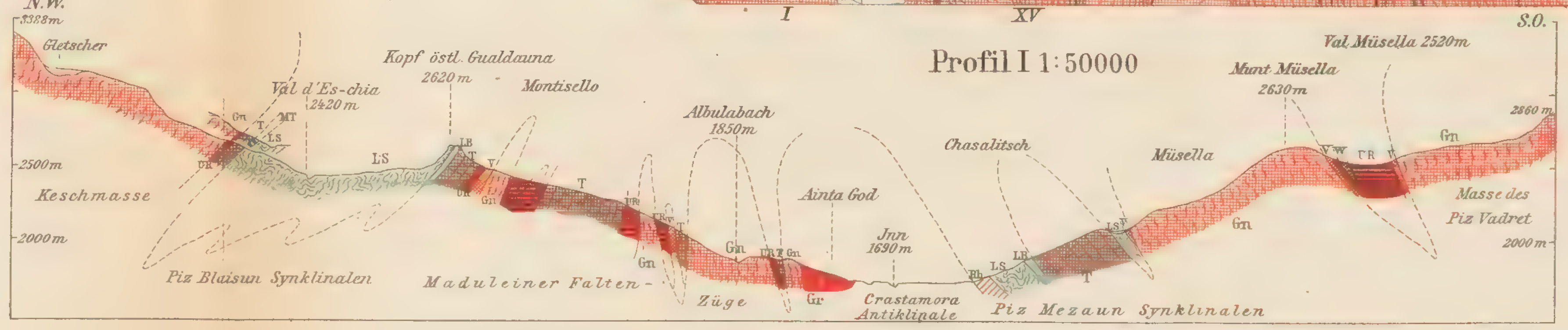
zwischen Albulapass und Livigno.

Profil A 1:50000

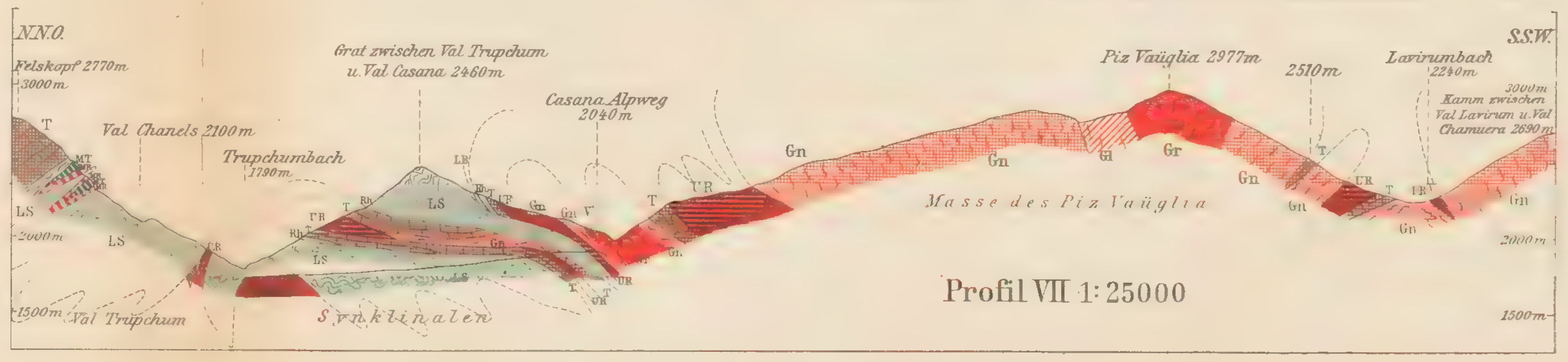
Profil XVI 1:50000

Erklärung der Farben und Zeichen.

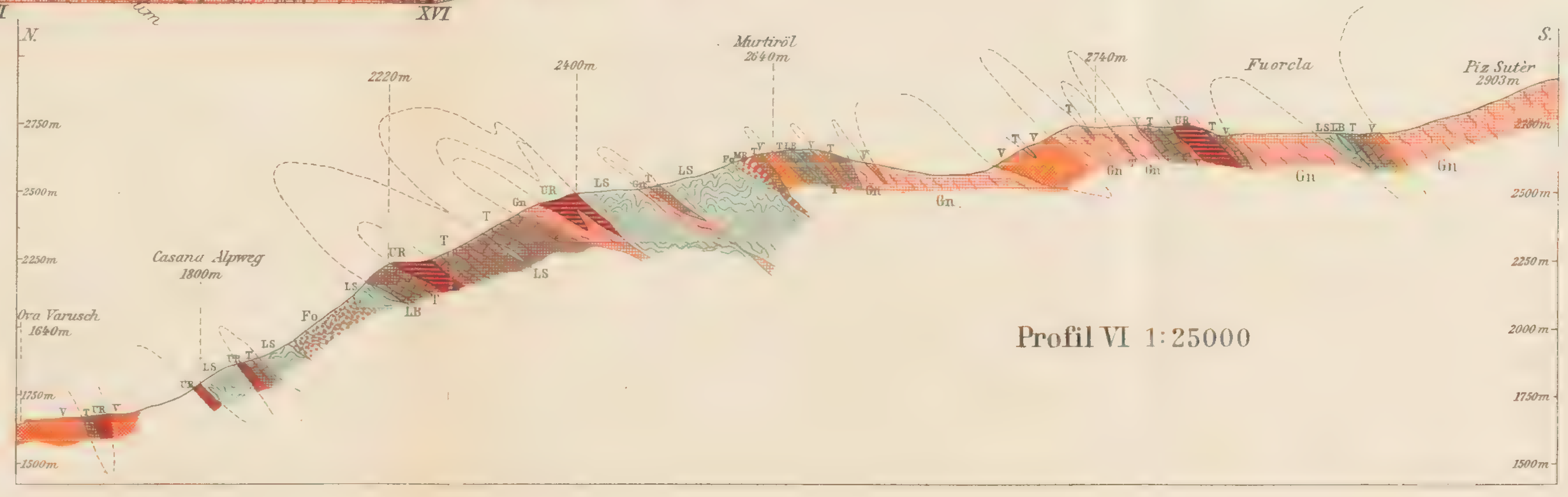
✱	Fossilienfundorte		
Ü	Hauptüberschiebung, Ueberschiebungs- u. Ueberfaltungslinien, Ausquetschungs- u. Discordanzlinien		
	Steiles und senkrechtes	Fallen der Schichten	
	Wagerechtes und flaches		
⊕	Auslaugungstrichter		Quartär
Sch BS	Gehängeschutt, Bergstürze		
K	Kalksinter und Nagelfluh		
F	Flussterrassen und Flussschotter		
Mr	Moränenreste		
GMr	Grundmoräne		
BSch	Graue Bündner Schiefer		
GSch	Bunte (grüne) Bündner Schiefer		
S	Serpentin im Unterengadin		
G	Rote Globigerinenmergel (couches rouges) im Oberengadin		
MI	Weisser Aptychenkalk („Oberer Horizont“)	Malm im Oberengadin	Jura
MII	Grüne und rote Radiolarite, graue und rote Aptychenkalke („Unterer Horizont“)		
MM	Tithon	Malm im Unterengadin	
	Acanthicuskalk		
LM	O = Lias = Mergelkalk		
LS	Liasschiefer und Lias in Fleckenmergelfacies		
Fo	Foraminiferenschiefer (grau)		
LB	Liasbreccie und Liaskalk		
Rh	Rhät		Trias
H	Hauptdolomit		
R	Raibler Schichten		
W	Wettersteindolomit		
M	Muschelkalk und -dolomit		
T	Triasdolomit		
UR	Untere Rauhwacke		
Mm	Marmor unsicheren Alters (Quetschzone im Gneiss)		
V	Verrucano (und Buntsandstein)		
C	Casanaschiefer		
D	Diabas, Diabasporphyrit, Spilit		
Gr	Granitgneiss, Granit		
Gl	Granatglimmerschiefer und Granatgneiss		
Gn	Gneiss (und kristalline Schiefer); hornblendeführend		



Profil I 1:50000



Profil VII 1:25000



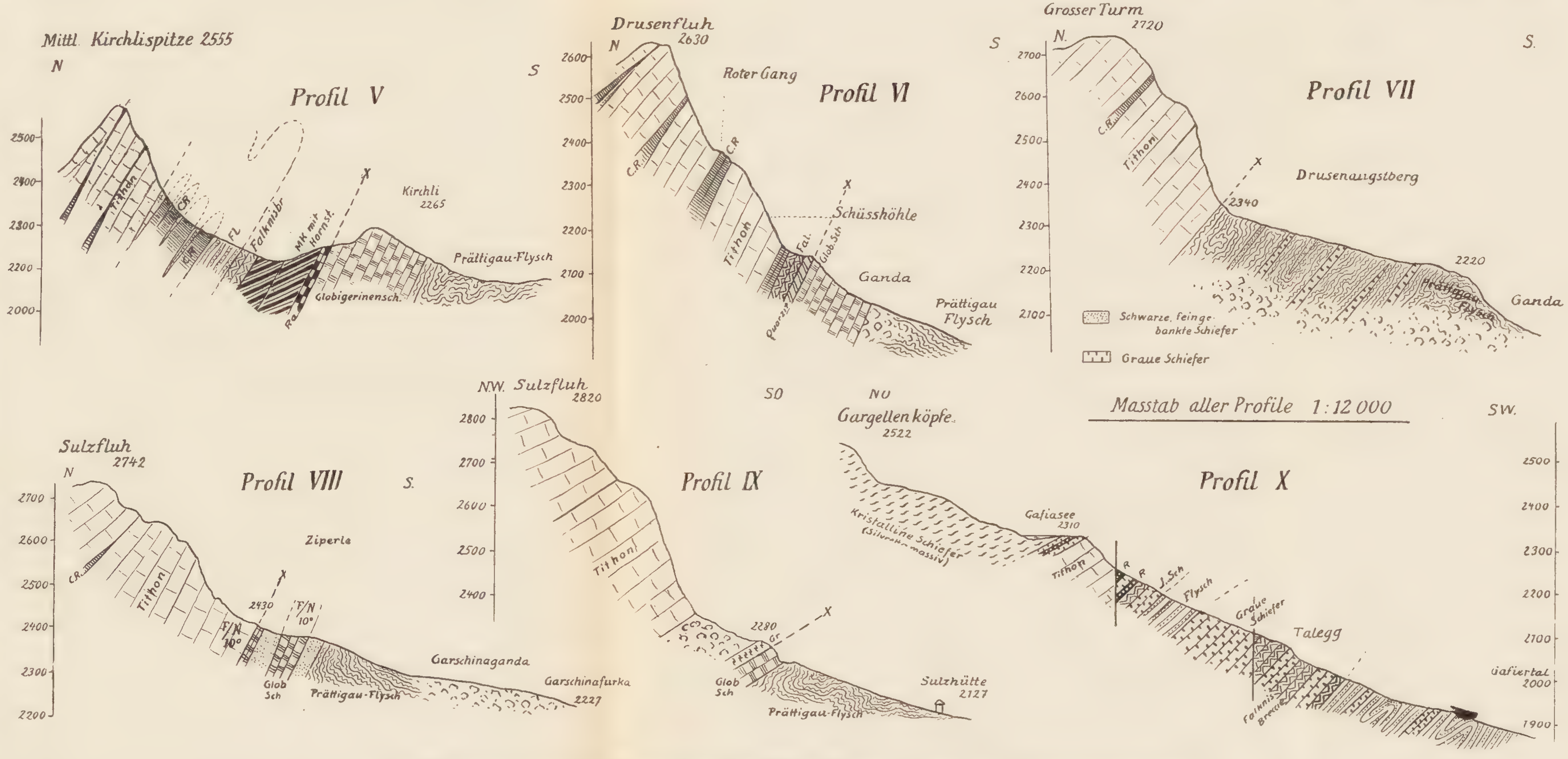
Profil VI 1:25000

Maſsstab beider Karten 1:50000.
1 cm = 500 Meter
1000 Meter. 500 m 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 Kilometer.

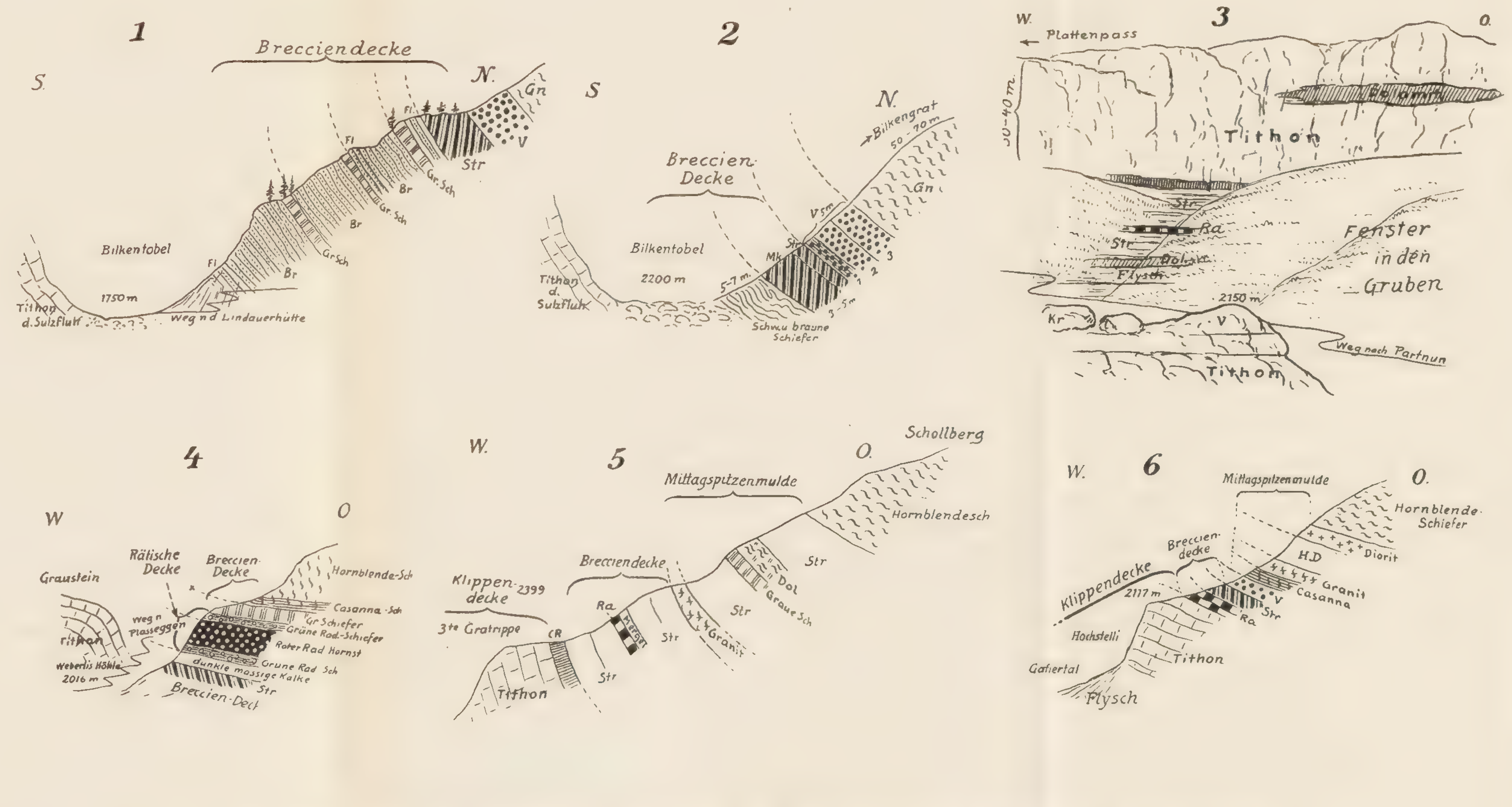
Mit Bewilligung der Schweiz. Landestopographie nach dem Siegfriedatlas bearbeitet.

Farbendruck von Giesecke & Devrient, Leipzig.

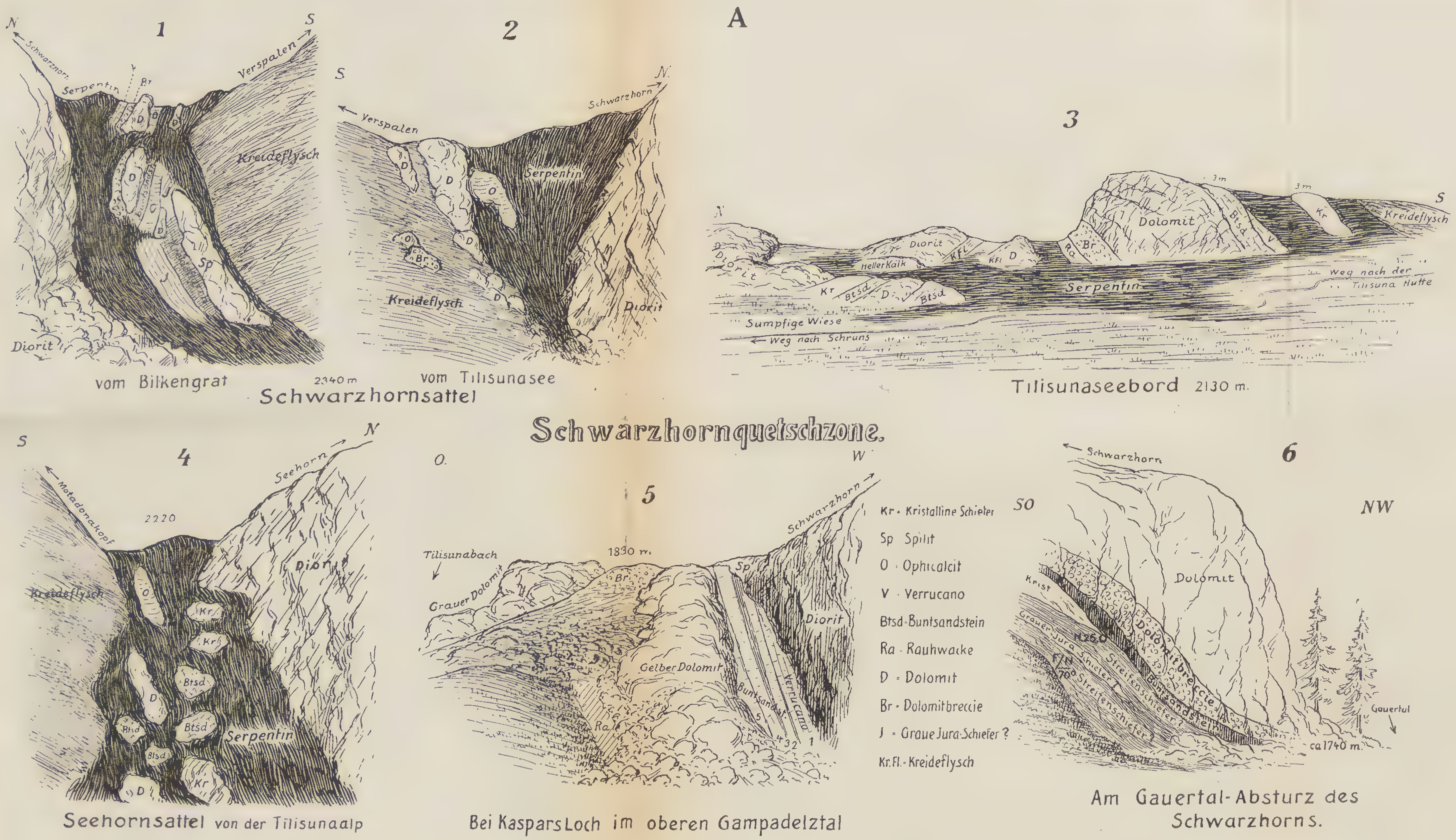
Ostalpine Decke
Brecciendecke u. rät. Decke
Ostalp Decke
Klippendecke
Mittagspitzenmulde
Profil I
NO.
SW.
Schwarzhornquetschzone
Schwarzhorn Quetschzone
Schwarzhorn 2463
Verspalen 2446
rätische D.
Grünfürkli 2410
Tschaggunser Mittagspitze 2160
Walseralpgrat 2106
Montafon
Kristalline Schiefer
Dolomit
Diorit
Gauertal
Trias (Ostalp. D.)
rätische Decke
Krist. Sch.
Trias (Ostalpine Decke)
Fucoiden Schiefer
Flysch
Gneiss
Breccie
Serpentin
Quetschzone
Bilkengratweg
Tithon (Sulzfluh-Kalk)
C.R.
Granit
Glob. Sch.
Prättigau
Partnunsee 1874
Prättigauflysch
Auf dem Tobel
Alpweg
Alpila Alp
Grabs
Krist. Sch.
Mittagspitzenmulde
Schwarzhornquetschzone
NO
SW
Kaspars-Loch
Seehorn
Diorit
Profil II
Silvrettagneiss
O.
W.
Platinakopf
Plasseggen alm
Mittagspitzenmulde
Brecciendecke
Klippendecke
Scheienfluh
Tithon
Profil III
NW.
SO.
Gaisspitz
Dolomit
Krist. Schiefer
Lindauer Hütte
Gehänge u. Moränen-Schutt
Profil IV
Maasstab der Längen u. Höhen aller Profile 1 : 15 000.
Prättigauflysch
Globigerinenschiefer
Flyschvorland
Tithon
Falknis-Breccie
Couche rouges
Klippendecke
Flysch u. Breccie
Juraschiefer
Brecciendecke
Radiolarit
Serpentin u. Ophicalcit
Rätische Decke
Lias
Triasquetschzone
Rät
Ostalp Decke
Grauer Dolomit
Gelber Dolomit
Dolomitbreccie
Rauhwacke
Muschelkalk, Streifenschiefer
Buntsandstein
Verrucano
Granit
Diorit
Kristalline Schiefer
Ostalp Decke


Mittl. Kirchlispitze 2555
N
S
Profil V
Tithon
CR
FL
Falknisbr
MK mit Hornst.
Ra
Kirchli 2265
Prättigau-Flysch
Globigerinensch.
2500
2400
2300
2200
2000
Drusenfluh 2630
N
Roter Gang
Profil VI
C.R.
Schüsshöhle
Tithon
Fal.
Glob. Sch
Quarzit
Ganda
Prättigau Flysch
2600
2500
2400
2300
2200
2100
2000
Grosser Turm 2720
N.
S
S.
Profil VII
C.R.
Tithon
2340
Drusenaugstberg
2220
Prättigau Flysch
Ganda
Schwarze, feingebankte Schiefer
Graue Schiefer
2700
2600
2500
2400
2300
2200
2100
Masstab aller Profile 1:12 000
Sulzfluh 2742
N
Profil VIII
S.
Ziperle
C.R.
Tithon
2430
T/N 10°
Glob Sch
Prättigau-Flysch
Garschinaganda
Garschinafurka 2227
2700
2600
2500
2400
2300
2200
NW. Sulzfluh 2820
Profil IX
Tithon
2280
Gr
Glob Sch
Prättigau-Flysch
Sulzhütte 2127
2800
2700
2600
2500
2400
SO
NO
Gargellenköpfe 2522
Profil X
SW.
Kristalline Schiefer (Silvretta-massiv)
Gafiasee 2310
Tithon
R
J. Sch
Flysch
Graue Schiefer
Talegg
Falknis Breccie
Gafiertal
2500
2400
2300
2200
2100
2000
1900

A. Profile durch den Steilabsturz der Sulzfluhkalkzone. (Lage der Globigerinenschiefer.)


1
Brecciendecke
S.
N.
Gn
V
Str
Fl
Gr. Sch
Br
Bilkentobel
1750 m
Tithon d. Sulzfluh
Weg n d Lindauerhütte
2
S
N.
Breccien-Decke
Bilkengrat
50-70 m
Gn
V 5 m
Str
Mk
3
2
1
5-7 m.
3-5 m
Bilkentobel
2200 m
Tithon d. Sulzfluh
Schw. u. braune Schiefer
3
W.
O.
Plattenpass
30-40 m.
Tithon
Str
Ra
Dol. kr
Flysch
2150 m
Fenster in den Gruben
Kr
V
Tithon
Weg nach Partnun
4
W
O
Graustein
Rätische Decke
Breccien-Decke
Hornblende-Sch
Casanna-Sch
Gr Schiefer
Grüne Rad.-Schiefer
Roter Rad Hornst
Grüne Rad Sch
dunkle massige Kalke
Str
Breccien-Deck
Weg n Plasseggen
Tithon
Weberlis Höhle 2016 m
5
W.
O.
Schollberg
Mittagspitzenmulde
Hornblendesch
Klippendecke 2399
3te Gratrippe
CR
Tithon
Brecciendecke
Ra
Str
Granit
Dol
Graue Sch
6
W.
O.
Mittagspitzenmulde
Hornblende-Schiefer
Diorit
H.D
Granit
Casanna
Breccien-decke
Klippendecke
2117 m
V
Str
Ra
Hochstelli
Tithon
Gafiertal
Flysch

B. Profile durch die Quetschzone (Breccien- und Rätische-Decke) oberhalb der Sulzfluhkalke.


A
1
N
S
Schwarzhorn
Verspalen
Serpentin
Br
D
Buntsandst.
Sp
J
Kreideflysch
Diorit
2
S
N
Verspalen
Schwarzhorn
Serpentin
D
O
Br
Kreideflysch
Diorit
3
N
S
Diorit
Heller Kalk
Kfl
D
Kr
Btsd
Ra
Br
Dolomit
V
3 m
Kreideflysch
Serpentin
Sumpfige Wiese
Weg nach Schruns
Weg nach der Tilisuna Hutte
4
S
N
Motadonakopf
Seehorn
2220
Kreideflysch
O
Kr
D
Btsd
Serpentin
Diorit
5
O.
W
Tilisunabach
Grauer Dolomit
1830 m.
Br
Sp
Schwarzhorn
Diorit
Gelber Dolomit
Buntsandst.
Verrucano
Ra
5 4 3 2 1
Kr. Kristalline Schiefer
Sp Spilit
O Ophicalcit
V Verrucano
Btsd Buntsandstein
Ra Rauhwacke
D Dolomit
Br Dolomitbreccie
J Graue Jura-Schiefer ?
Kr.Fl. Kreideflysch
6
Schwarzhorn
SO
NW
Krist
Dolomit
Dolomitbreccie
Buntsandstein
N25 O
Grauer Jura Schiefer ?
Streifenschiefer ?
Streifenschiefer ?
Gauertal
ca 1740 m.

vom Bilkengrat 2340 m vom Tilisunasee

Schwarzhornsattel

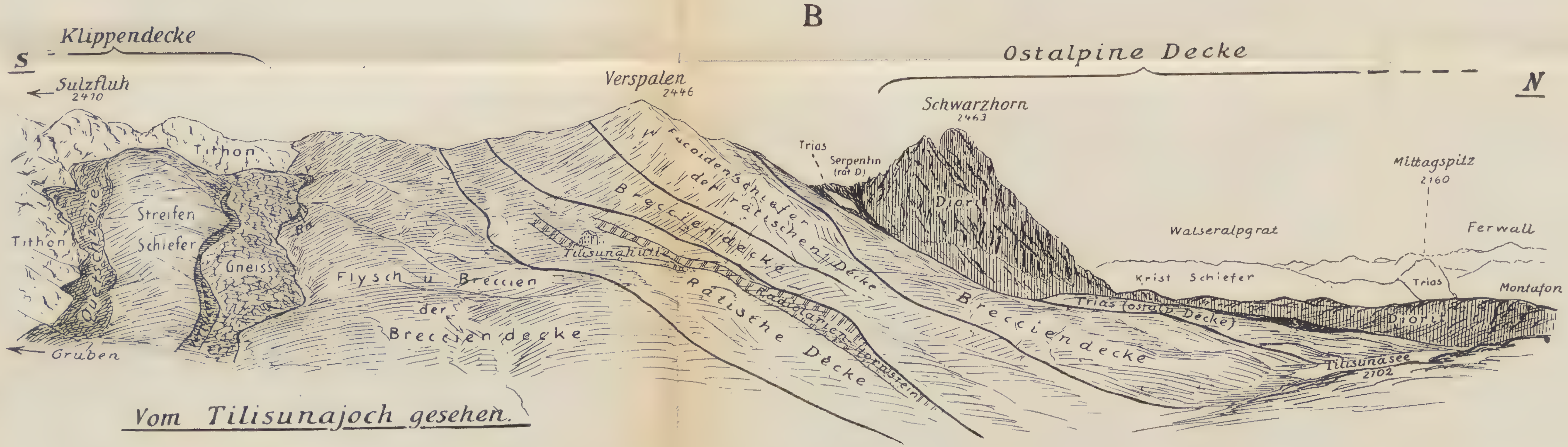
Tilisunaseebord 2130 m.

Schwarzhornquetschzone.

Seehornsattel von der Tilisunaalp

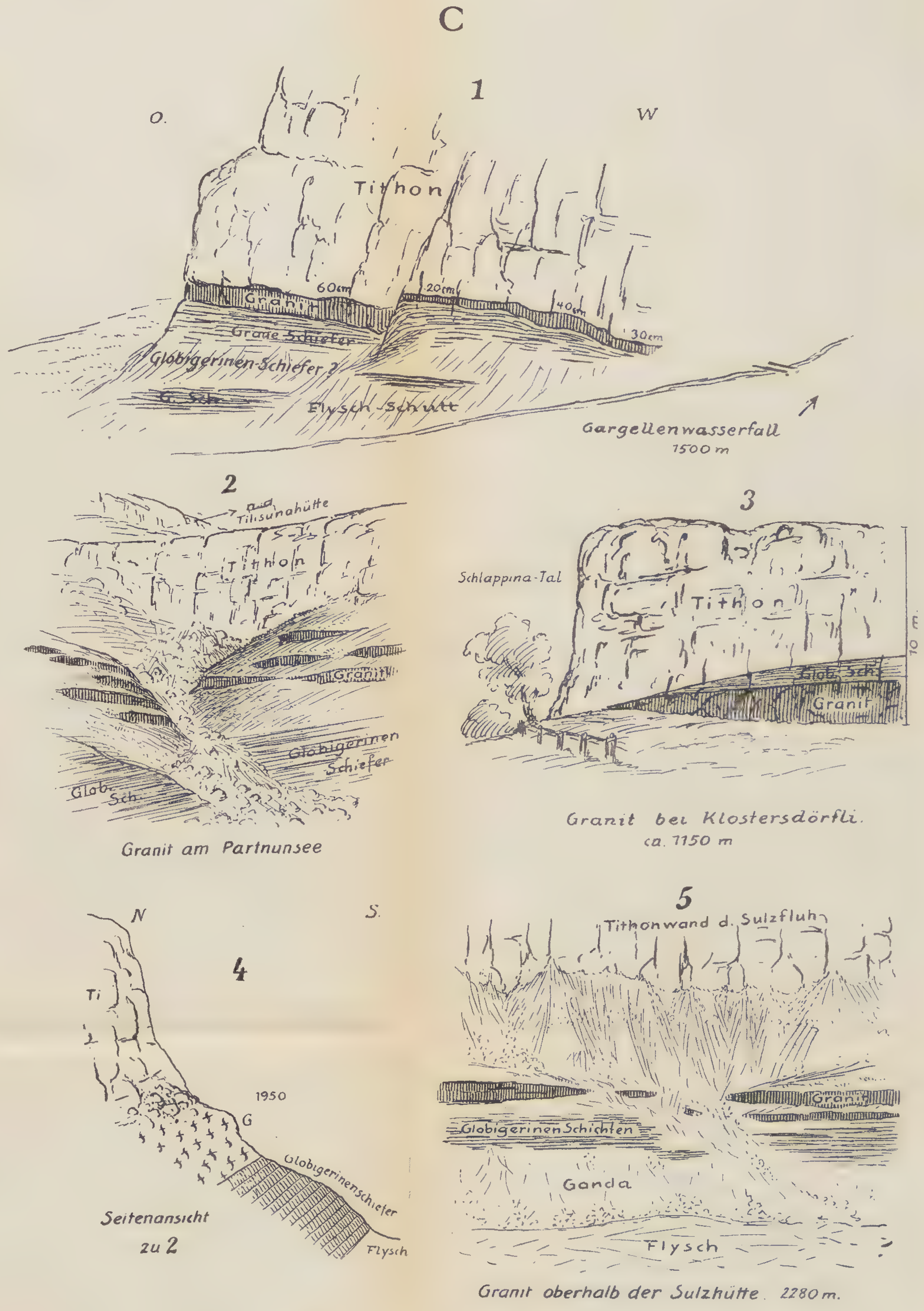
Bei Kaspars Loch im oberen Gampadelztal

Am Gauertal-Absturz des Schwarzhorns.


B
Klippendecke
Ostalpine Decke
S
N
Sulzfluh 2410
Verspalen 2446
Schwarzhorn 2463
Tithon
Quetschzone
Streifen Schiefer
Gneiss
Ra
Flysch u. Breccien der Brecciendecke
Gruben
Fucoidenschiefer der rätischen Decke
Brecciendecke
Tilisunahütte
Radiolarien-Hornstein
Rätische Decke
Trias
Serpentin (rät D)
Diorit
Brecciendecke
Trias (ostalp. Decke)
Krist Schiefer
Walseralpgrat
Mittagspitz 2160
Ferwall
Trias
Montafon
Diorit
Tilisunasee 2102

Vom Tilisunajoch gesehen.

B. Das Gebiet der Tilisunaalp vom Motadona-Kopf gesehen. (Zonengliederung, Gneisskeil, Dioritstock, Mittagspitze.) Vgl. auch die Karte Fig. 7.


C
1
O.
W
Tithon
60cm
20cm
40cm
30cm
Granit
Graue Schiefer
Globigerinen-Schiefer ?
G. Sch.
Flysch-Schutt
Gargellenwasserfall 1500 m
2
Tilisunahütte
Tithon
Granit
Globigerinen Schiefer
Glob. Sch.
3
Schlappina-Tal
Tithon
Glob. Sch.
Granit
10 m
4
N
S.
Ti
1950
G
Globigerinenschiefer
Flysch
5
Tithonwand d. Sulzfluh
Granit
Globigerinen Schichten
Ganda
Flysch

Granit am Partnunsee

Granit bei Klostersdörfli. ca. 1150 m

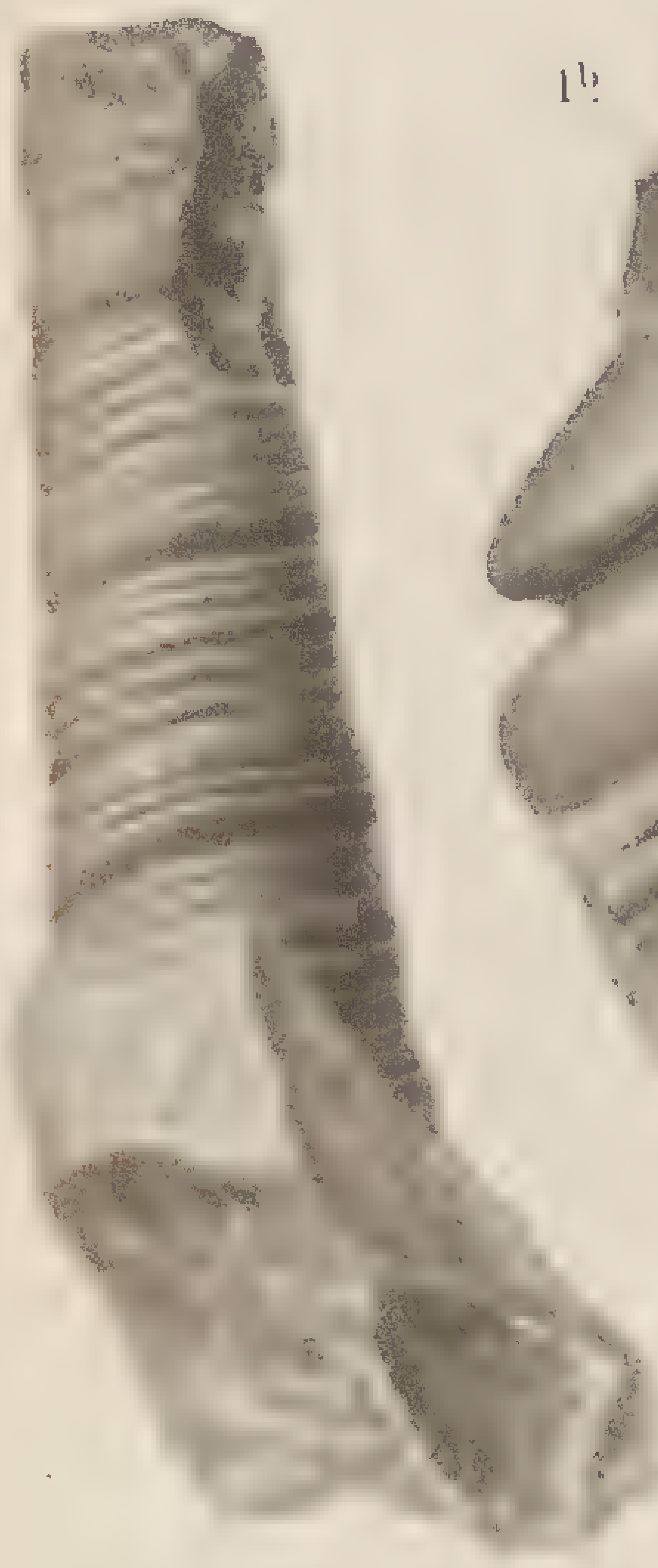
Seitenansicht zu 2

Granit oberhalb der Sulzhütte. 2280 m.

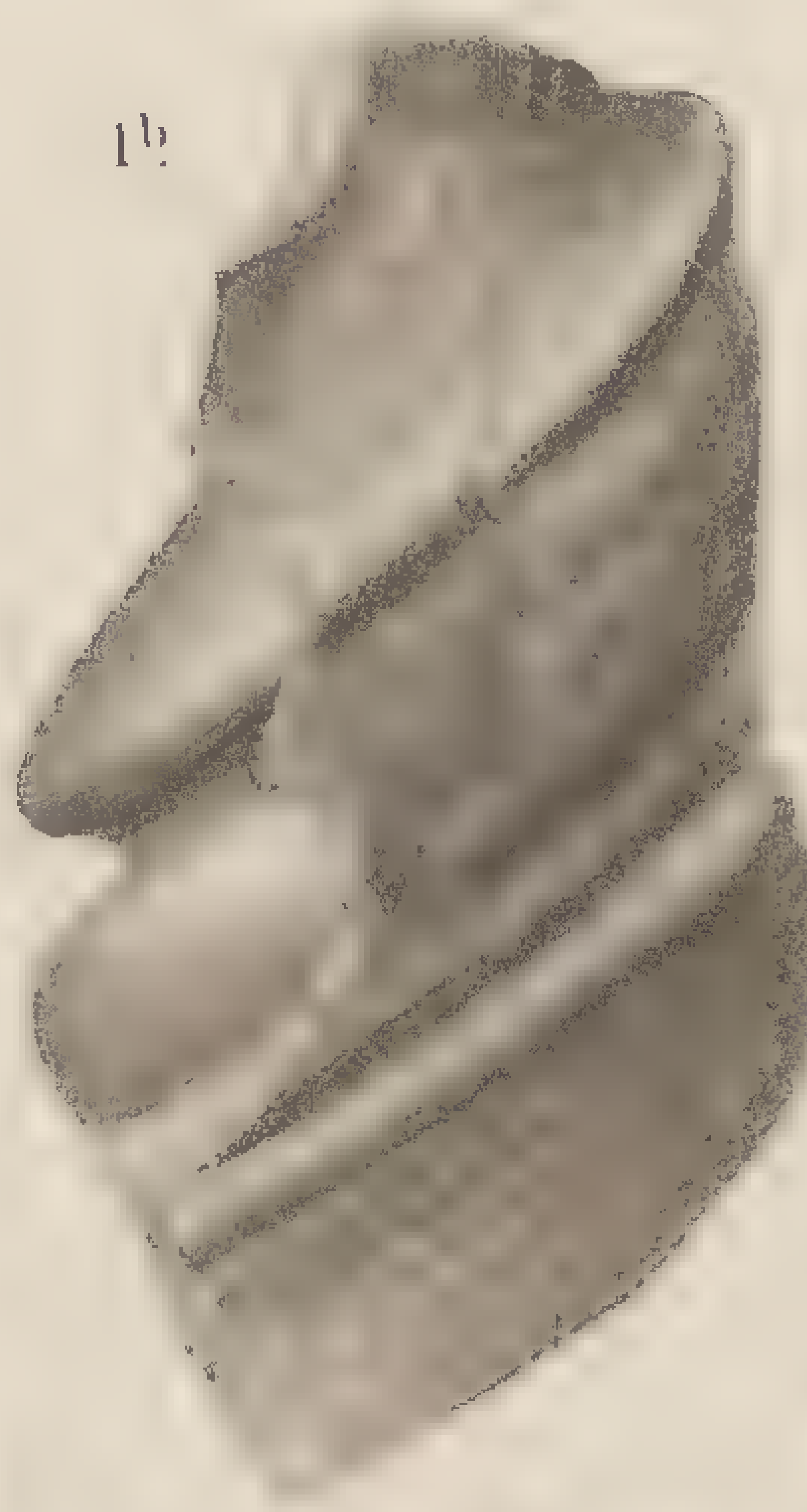
C. Lage des grünen Granits im Prätigau und bei Gargellen.

Berichte d. naturf. Ges. Freiburg i. B Bd. XVI 1906. v. Seidlitz Raetikon Taf. X.

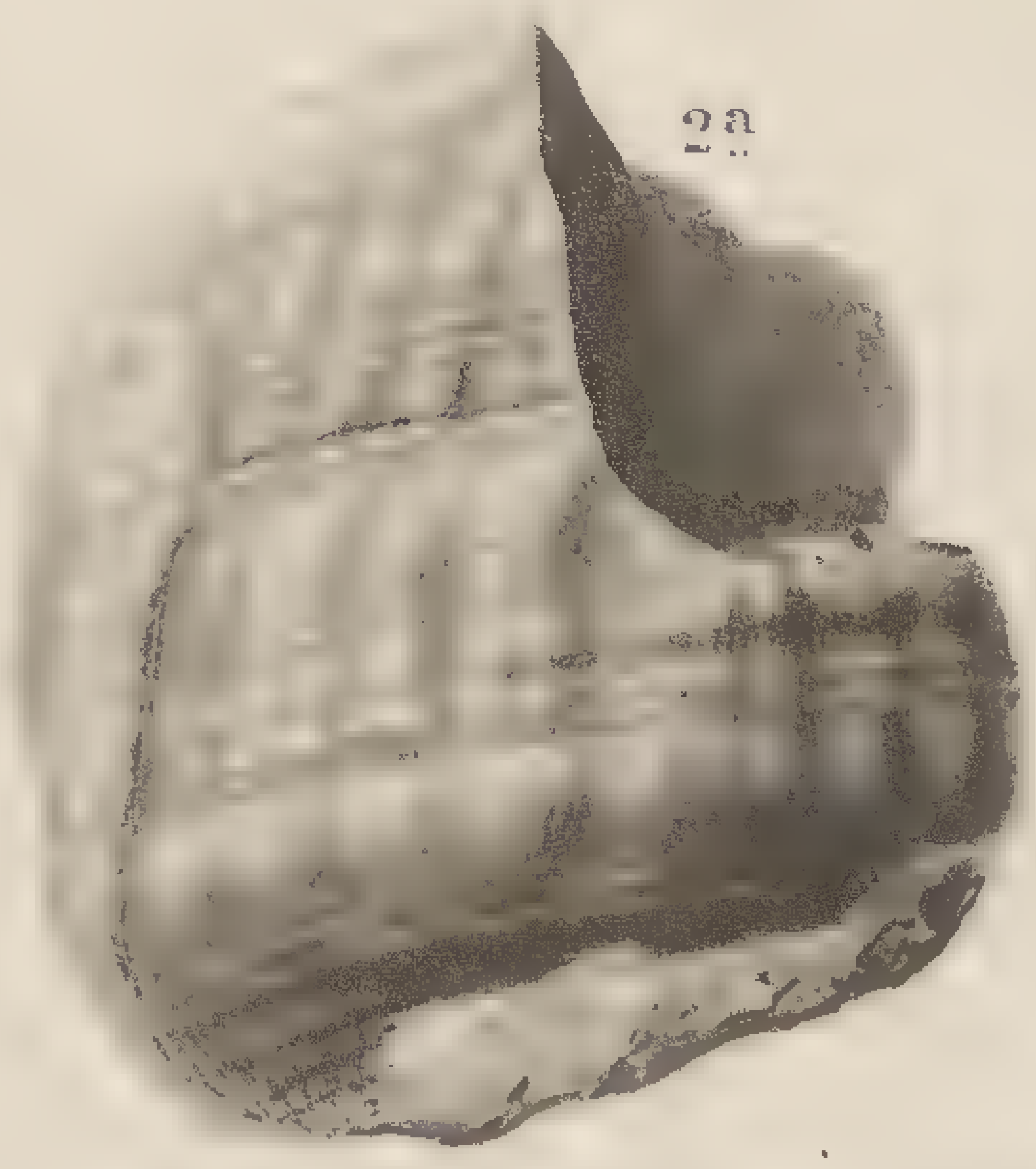
1a.



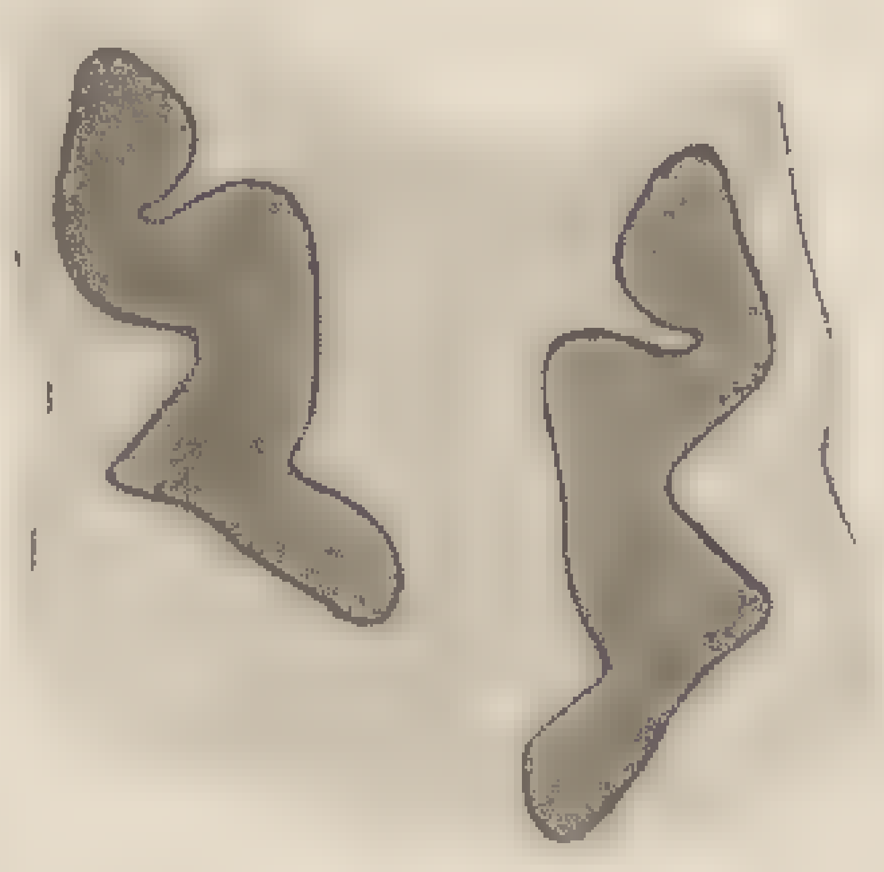
1b.



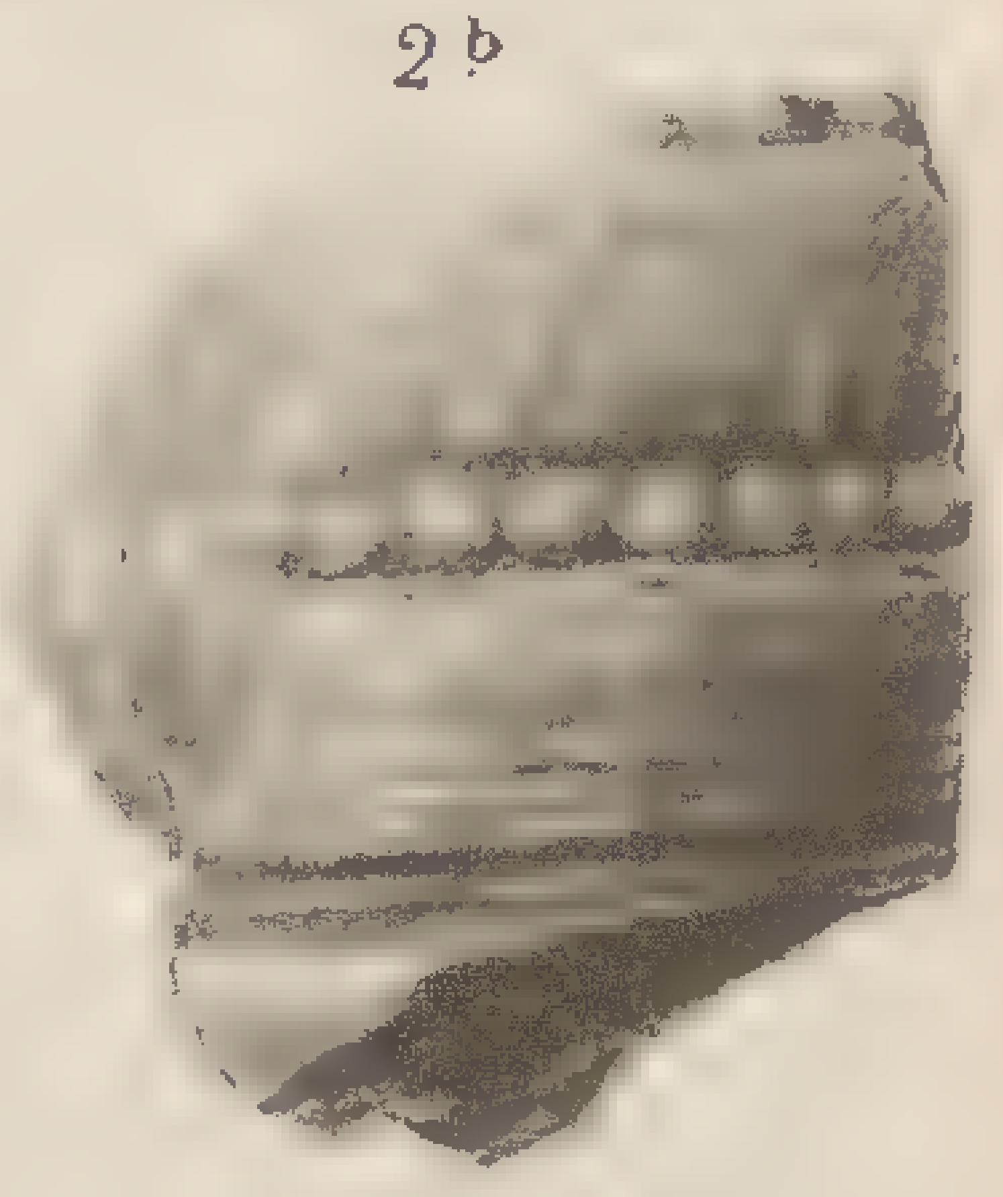
2a.



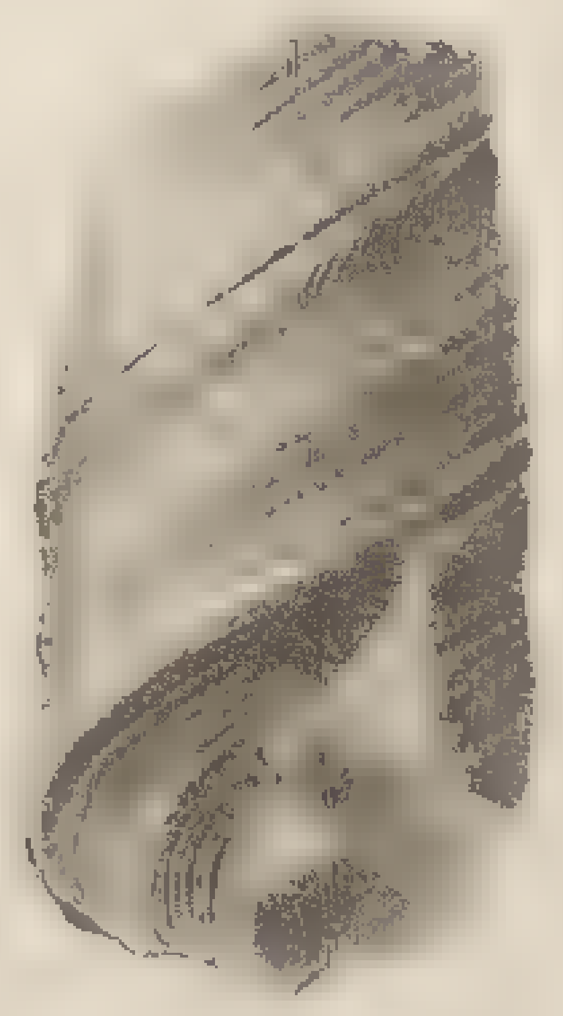
1f.



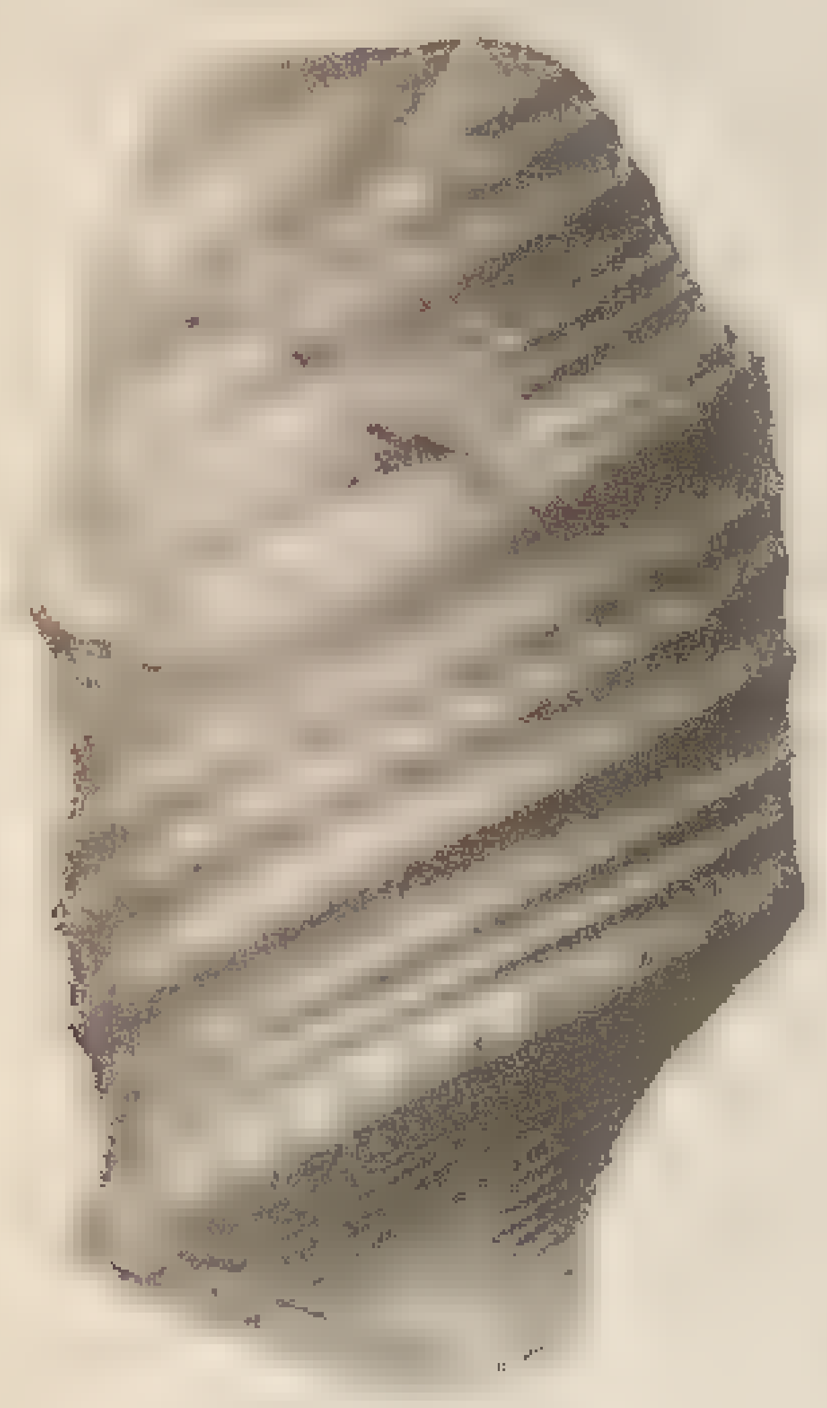
2b.



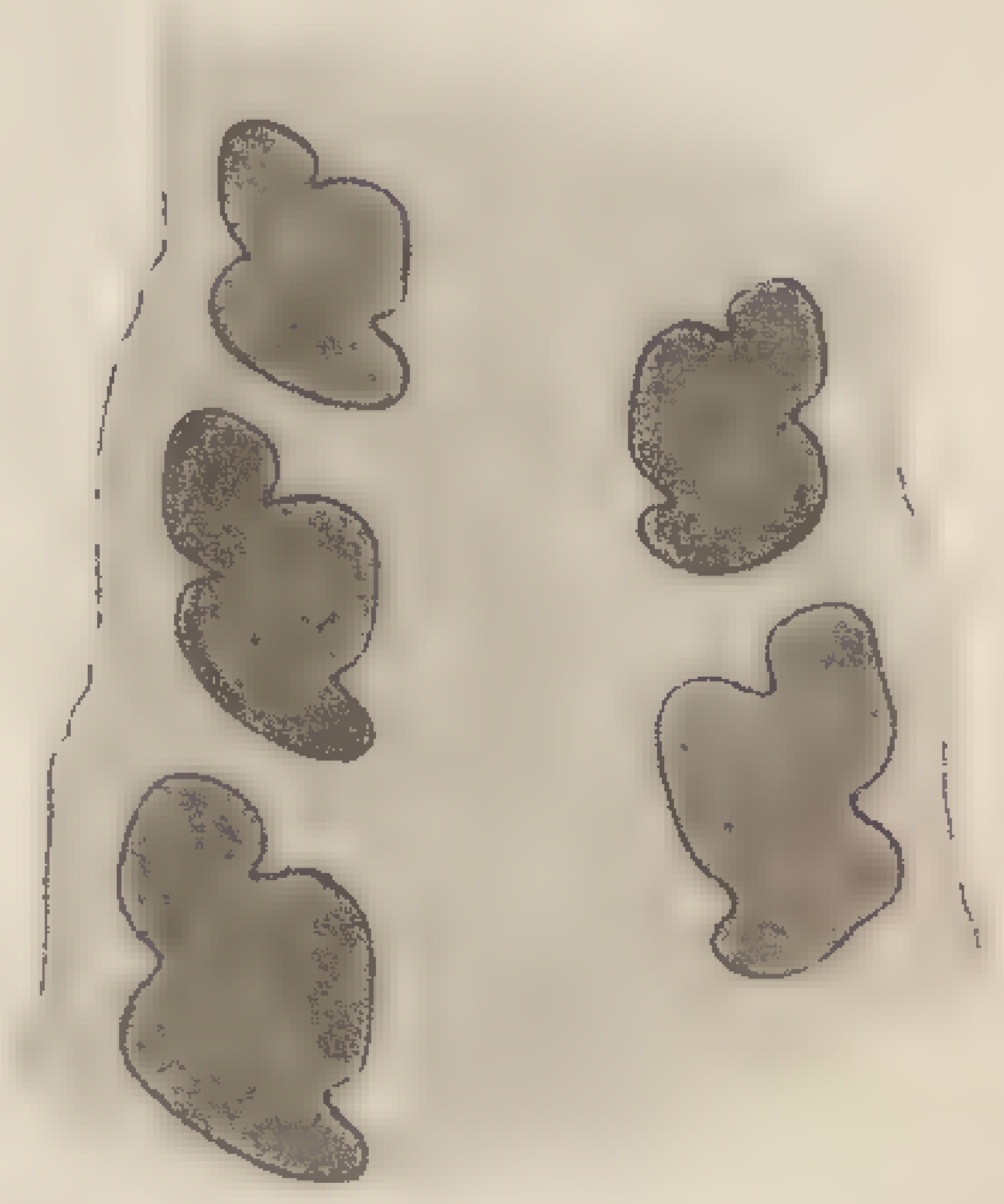
1c.



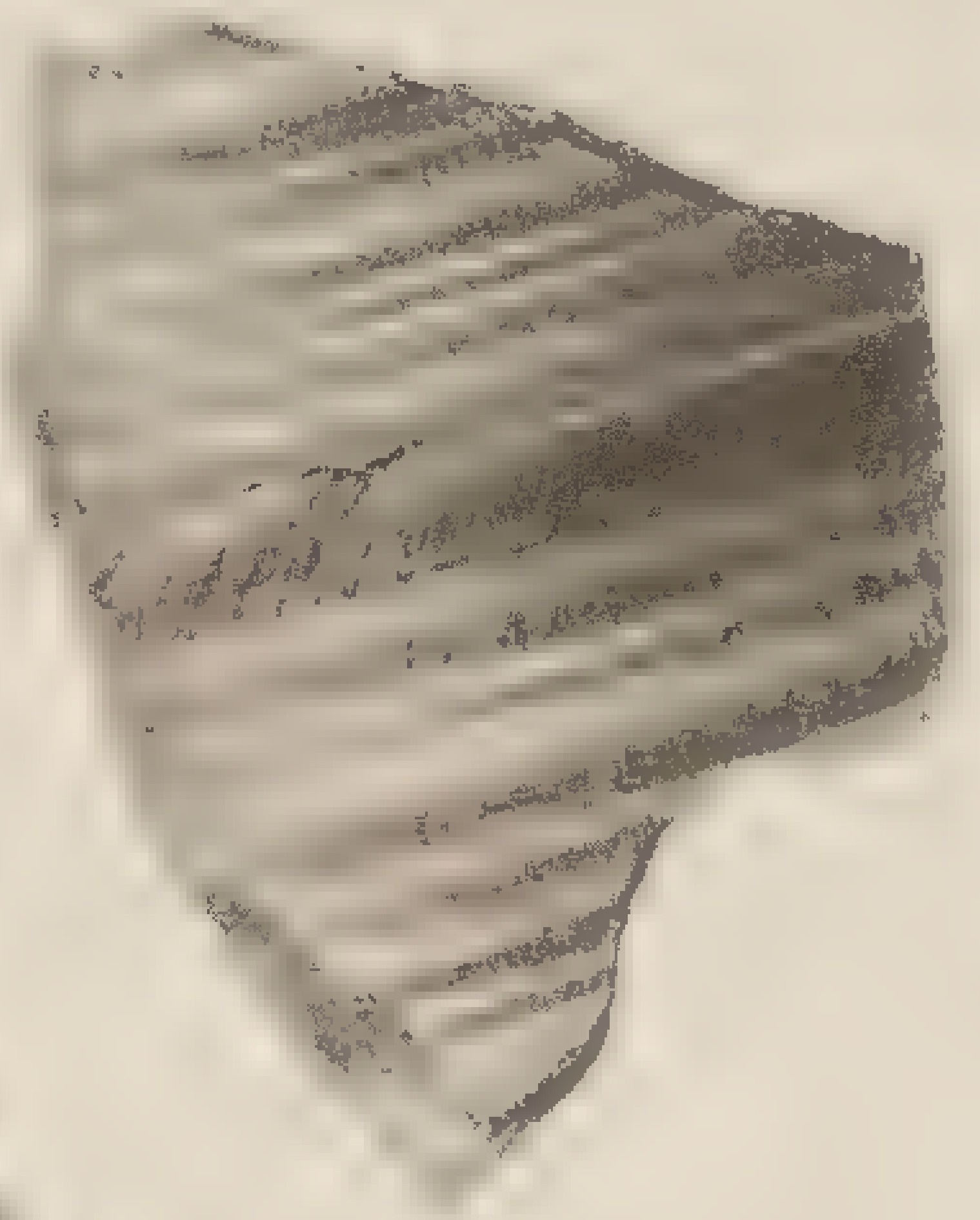
1d.



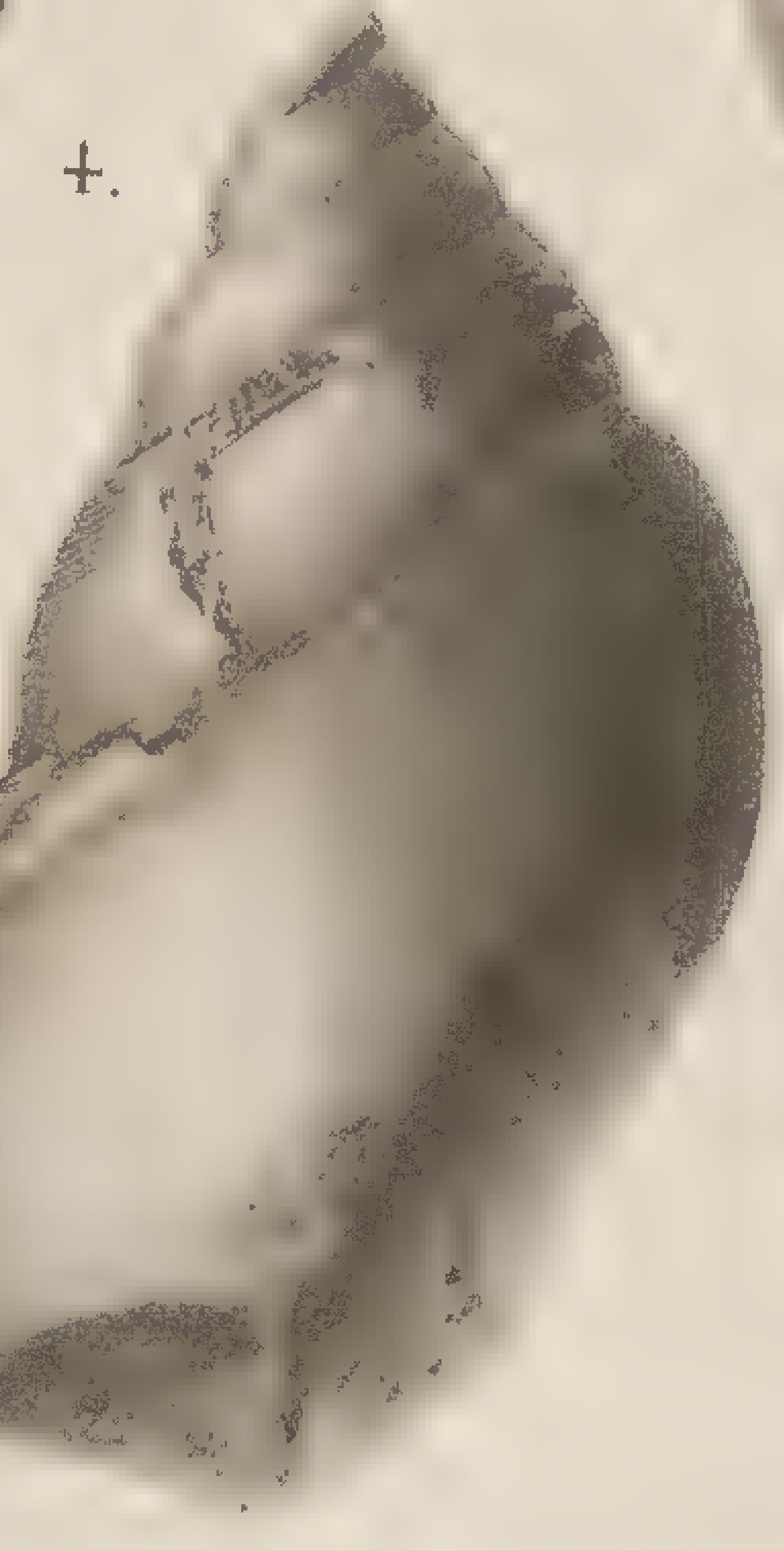
2c.



1e.

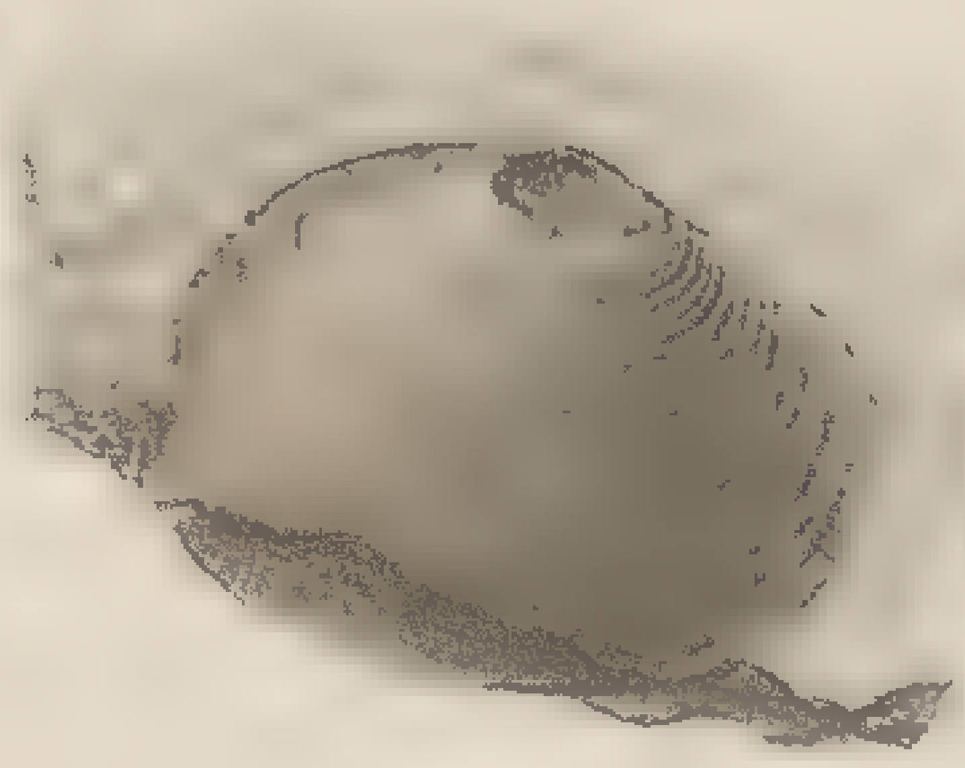


4.

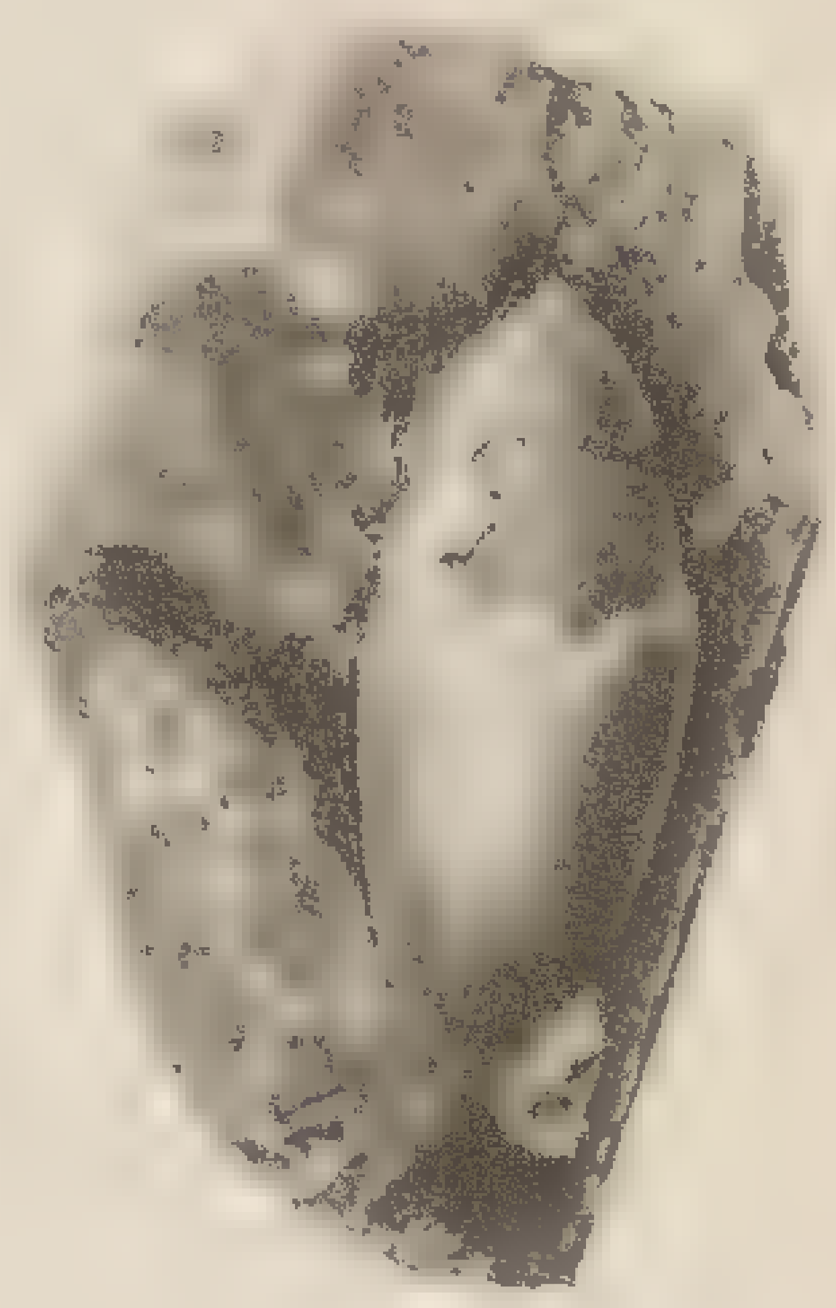


3.

5.



6.



Lichtdruck v. Carl Ebner, Stuttgart.

Panorama des östlichen Rätikons vom Künihorn (2416 *m*) bei St. Antönien (im Prätigau).

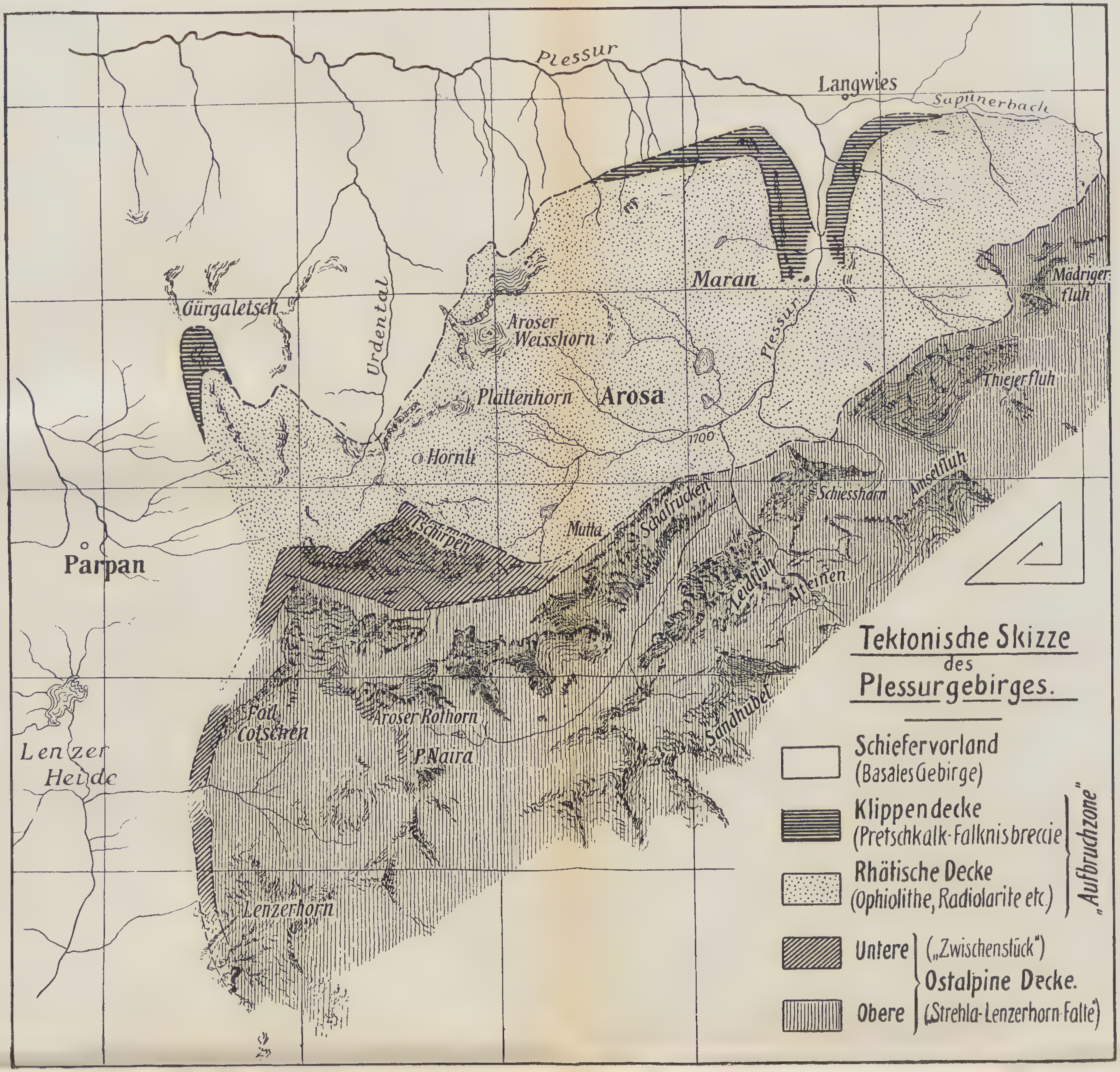
Nord-West
Globigerinenschiefer
Couches rouges
Scesaplana
Cavelljoch
Kirchli
Kirchlispitzen
Zimbaspitze
Schweizertor
Drusenfluh
Gr. Turm
Kl. Turm
Tithon
Nord
Sporerfurka
Sulzfluh
2820 m
Tithon
Sulzhütte
In den Gruben
Scheienfluh
Seehorn
Platten
Flysch
Nord-Ost
In den Gruben
Seehorn
Plattenpaß
Grubenpass
Scheienfluh
Tithon
Partnun
Platinakopf
Sarotlasp
Riedkopf
Rätisp
Viereckerspitze
Rätsp
Ost
Scholberg
Tithon
Silvretta
Gargellenjoch
Gross Litzner
Gempifluh
Kristallin
Madrisaspitz
Gafiertal
Breccien u. Saf. Decke
Madrisahorn
Rätschenhorn
Tithon
Saaser Calanda
St. Antönien
Flysch
Aschariatal
Süd-Ost

Nach Photographie gezeichnet von R. Schilling.

KLISCHEE UND DRUCK. ALPHONS BRUCKMANN, MÜNCHEN

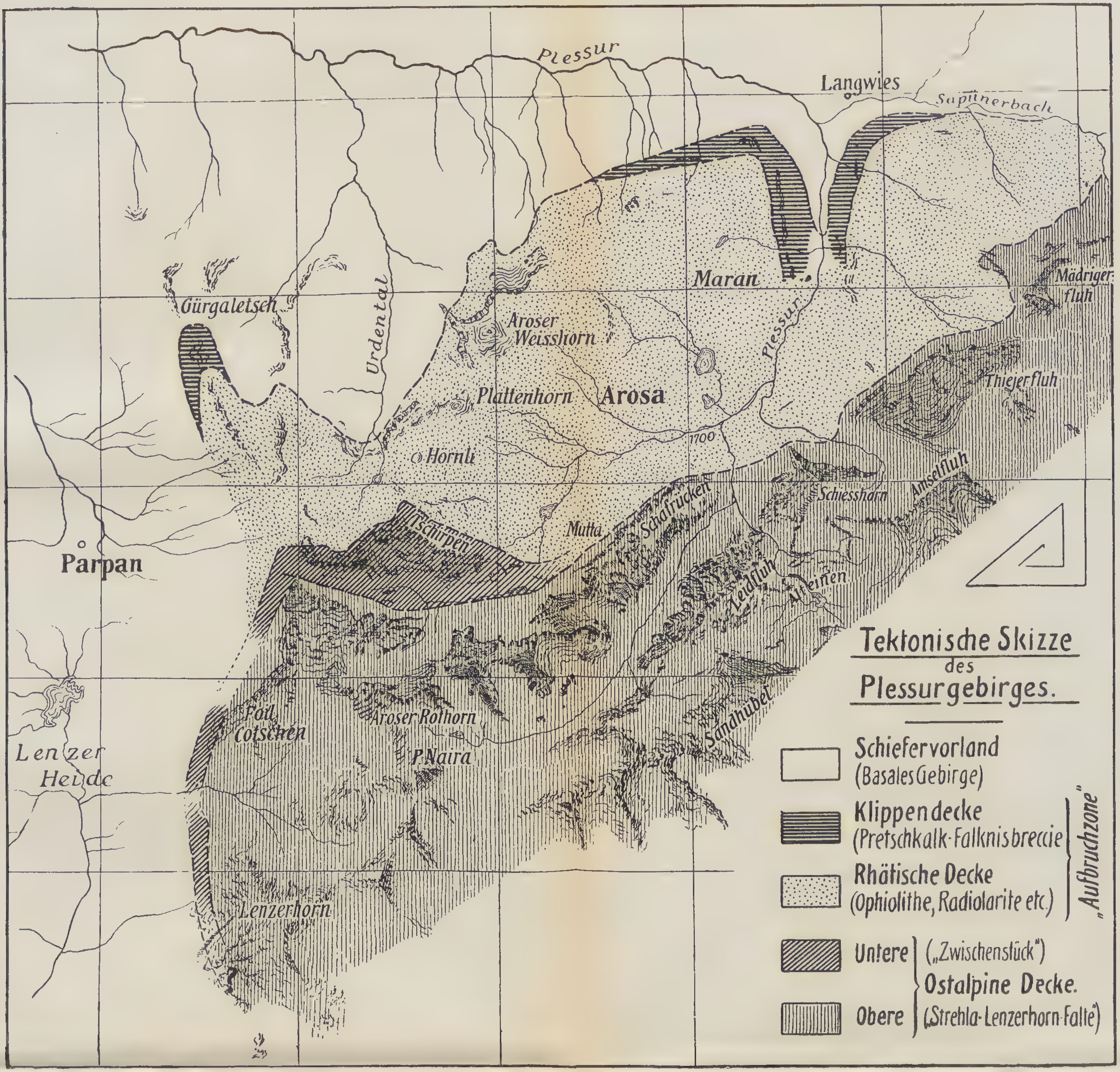
Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i. B.
Band XVI, 1906. Taf. XII.

H. Hoek, Das zentrale Plessurgebirge.

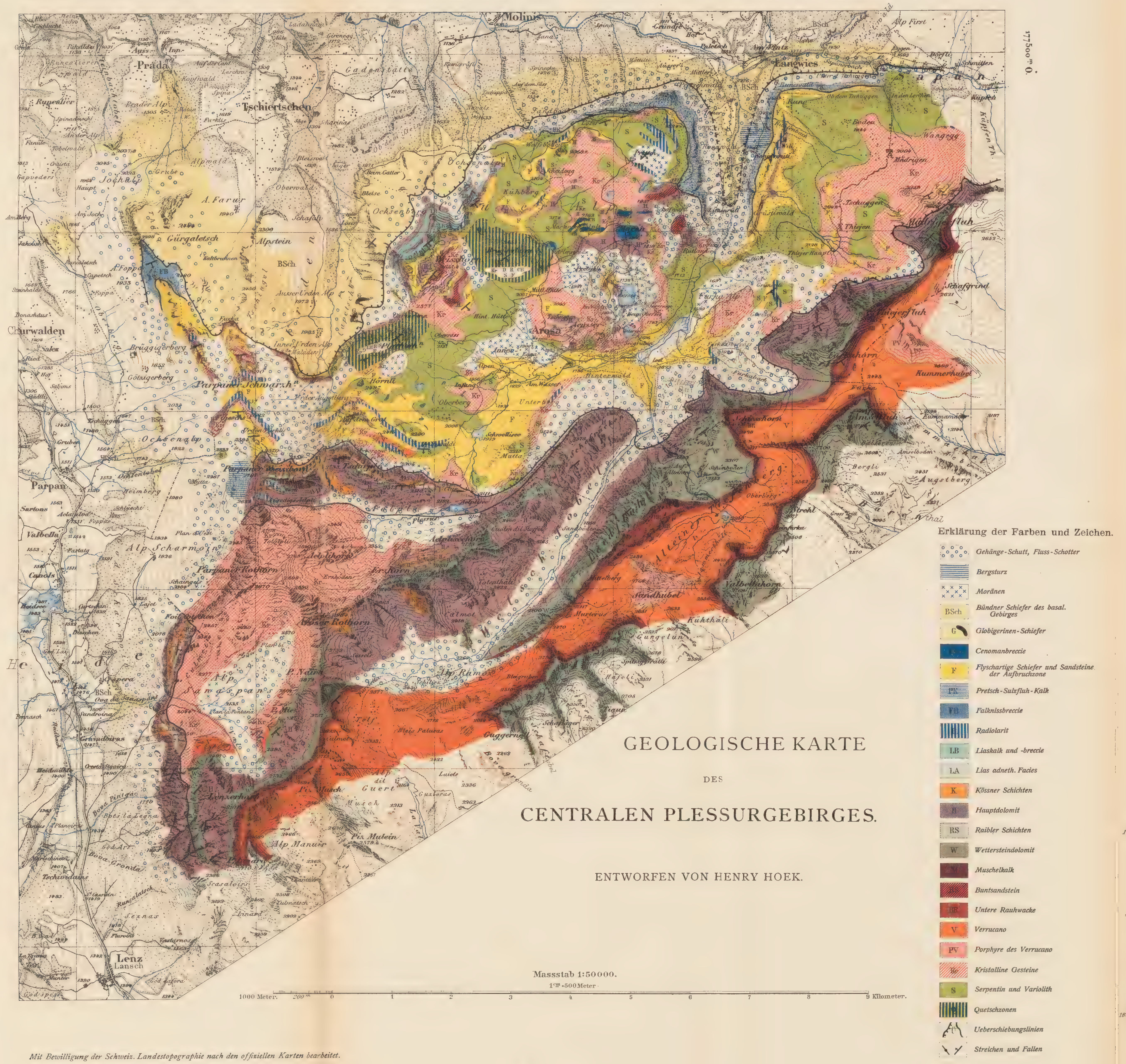

Plessur
Langwies
Sapünerbach
Gürgaletsch
Urdental
Maran
Aroser Weisshorn
Plessur
Mädrigerfluh
Plattenhorn
Arosa
Thiejerfluh
1700
Hörnli
Schafrücken
Schiesshorn
Amselfluh
Tschirpen
Mutta
Parpan
Leidfluh
Alteinen
Tektonische Skizze des Plessurgebirges.
Foil Cotschen
Aroser Rothorn
Sandhubel
Lenzer Heide
P. Naira
Lenzerhorn
Schiefervorland (Basales Gebirge)
Klippendecke (Pretschkalk-Falknisbreccie)
Rhätische Decke (Ophiolithe, Radiolarite etc.)
„Aufbruchzone"
Untere („Zwischenstück")
Ostalpine Decke.
Obere („Strehla-Lenzerhorn-Falte")

Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i. B.
Band XVI, 1906. Taf. XII.

H. Hoek, Das zentrale Plessurgebirge.


Plessur
Langwies
Sapünerbach
Mädriger fluh
Maran
Plessur
Gürgaletsch
Urdental
Aroser Weisshorn
Plattenhorn
Arosa
Thiejerfluh
Hörnli
1700
Schiesshorn
Amselfluh
Schafrücken
Tschirpen
Mutta
Parpan
Leidfluh
Alteinen
Föil Cotschen
Aroser Rothorn
Sandhübel
P. Naira
Lenzer Heide
Lenzerhorn
Tektonische Skizze des Plessurgebirges.
Schiefervorland (Basales Gebirge)
Klippendecke (Pretschkalk-Falknisbreccie
Rhätische Decke (Ophiolithe, Radiolarite etc.)
„Aufbruchzone"
Untere („Zwischenstück")
Ostalpine Decke.
Obere (Strehla-Lenzerhorn-Falte)

Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B. Bd. XVI. 1905.


Molinis
Langwies
Prada
Tschiertschen
Churwalden
Parpan
Arosa
Lenz
Lansch
177500m O.
1000 Meter. 200m 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 Kilometer.

GEOLOGISCHE KARTE
DES
CENTRALEN PLESSURGEBIRGES.

ENTWORFEN VON HENRY HOEK.

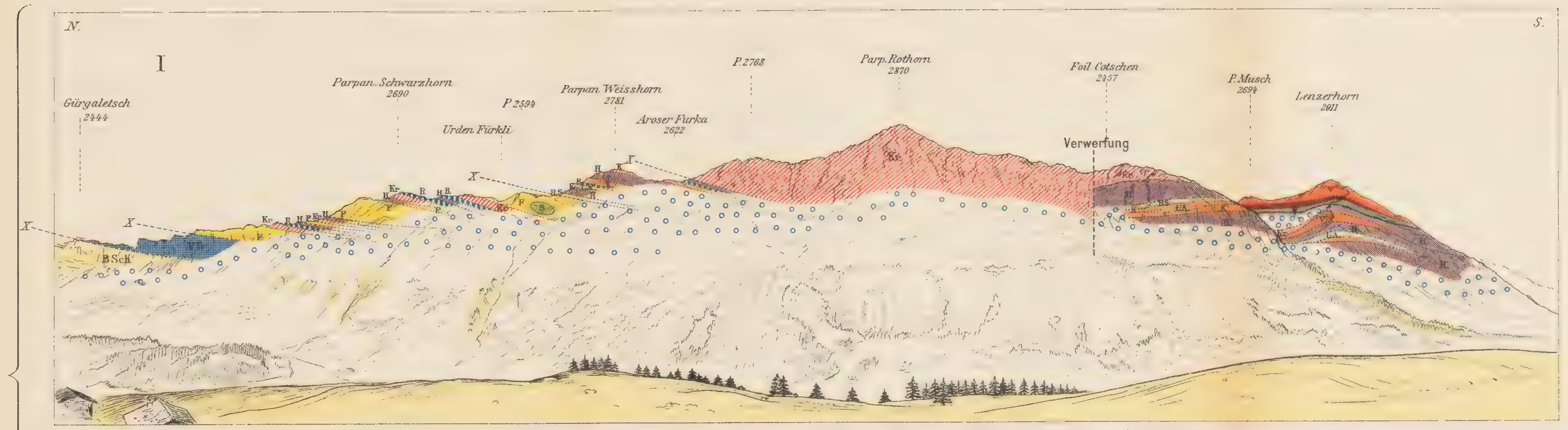
Massstab 1:50000.
1cm = 500 Meter

Erklärung der Farben und Zeichen.

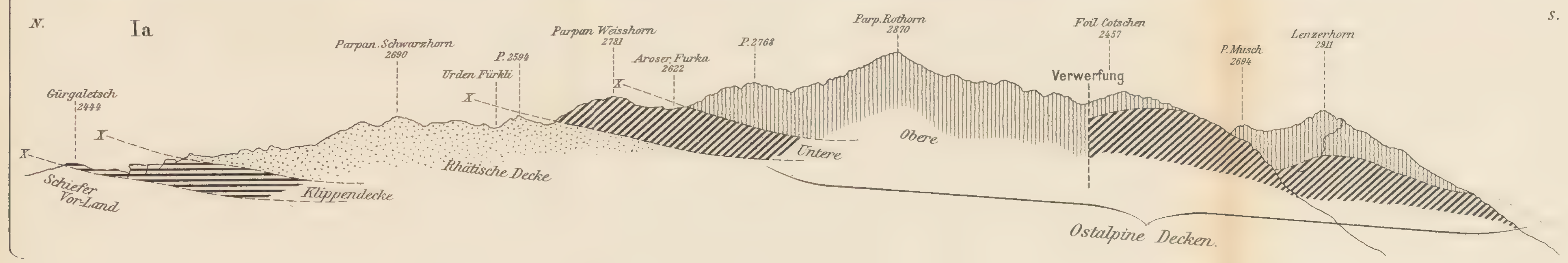
○	Gehänge-Schutt, Fluss-Schotter
▤	Bergsturz
×	Moränen
BSch	Bündner Schiefer des basal. Gebirges
G	Globigerinen-Schiefer
C	Cenomanbreccie
F	Flyschartige Schiefer und Sandsteine der Aufbruchzone
PK	Pretsch-Sulzfluh-Kalk
FB	Falknissbreccie
R	Radiolarit
LB	Liaskalk und -breccie
LA	Lias adneth. Facies
K	Kössner Schichten
H	Hauptdolomit
RS	Raibler Schichten
W	Wettersteindolomit
M	Muschelkalk
BS	Buntsandstein
RR	Untere Rauhwacke
V	Verrucano
PV	Porphyre des Verrucano
Kr	Kristalline Gesteine
S	Serpentin und Variolith
Q	Quetschzonen
⌒	Ueberschiebungslinien
⟋	Streichen und Fallen

Mit Bewilligung der Schweiz. Landestopographie nach den offiziellen Karten bearbeitet.

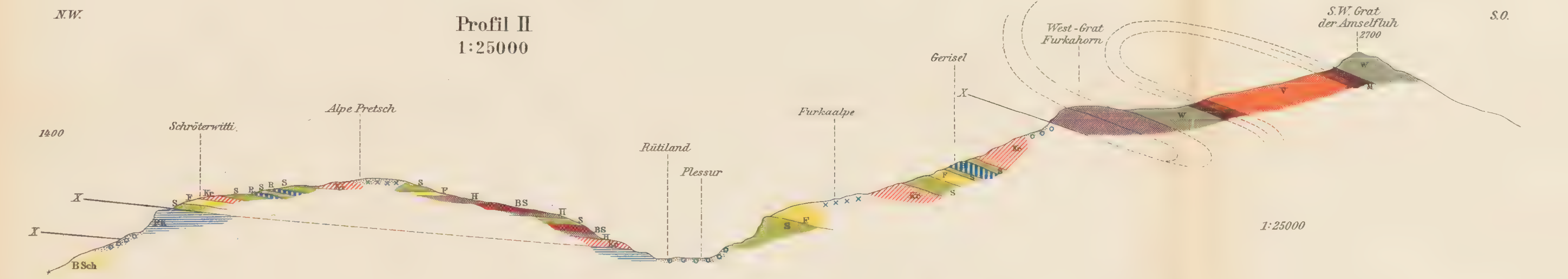
HENRY HOEK, Plessurgebirge. Tafel XIII


N.
S.
I
Gürgaletsch 2444
Parpan. Schwarzhorn 2690
Urden Fürkli
P. 2594
Parpan Weisshorn 2781
Aroser Furka 2622
P. 2768
Parp. Rothorn 2870
Foil Cotschen 2457
Verwerfung
P. Musch 2694
Lenzerhorn 2911
X
BSch
Kr

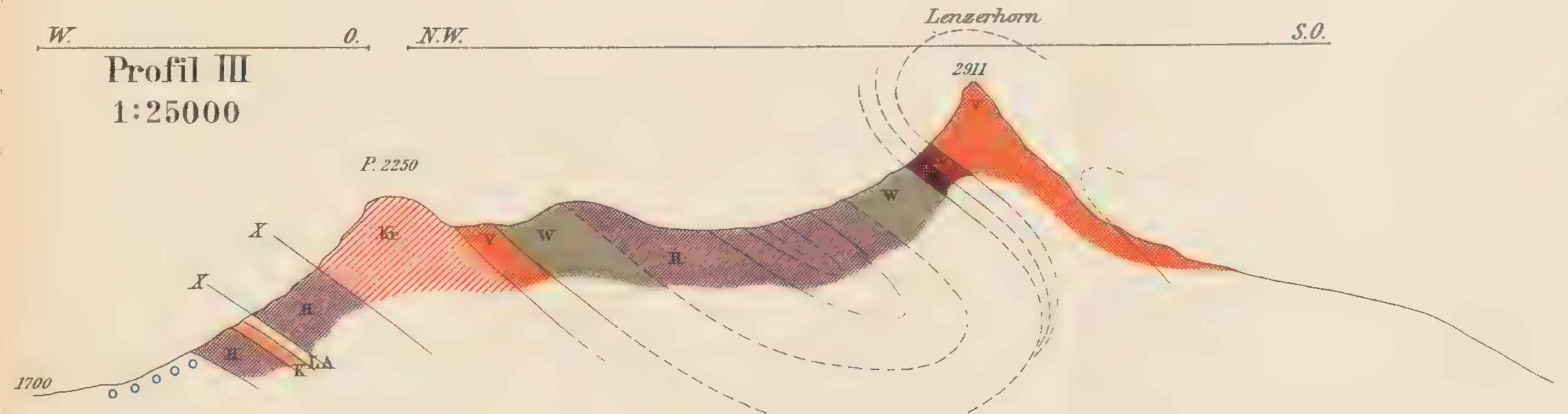
Westlicher Teil des Plessurgebirges, gesehen von Sartons oberh. Parpan.


N.
S.
Ia
Gürgaletsch 2444
Parpan. Schwarzhorn 2690
Urden Fürkli
P. 2594
Parpan Weisshorn 2781
Aroser Furka 2622
P. 2768
Parp. Rothorn 2870
Foil Cotschen 2457
Verwerfung
P. Musch 2694
Lenzerhorn 2911
X
Schiefer Vor-Land
Klippendecke
Rhätische Decke
Untere
Obere
Ostalpine Decken.

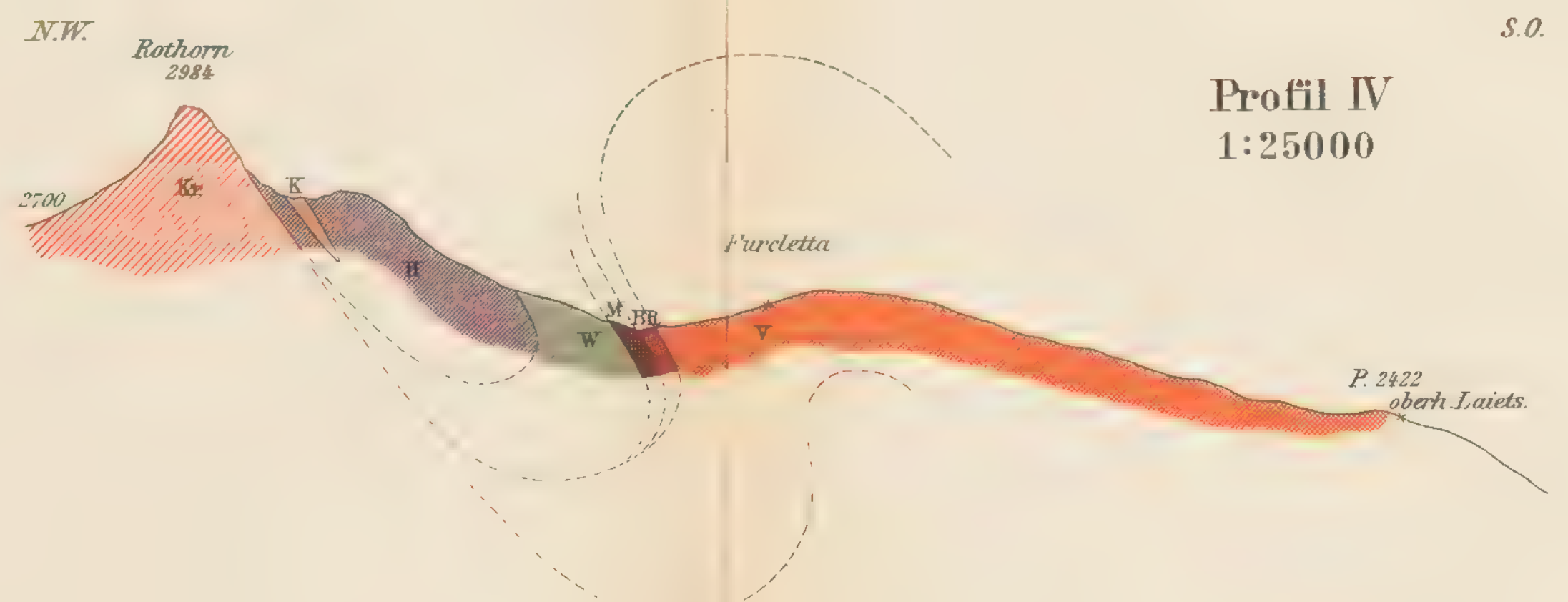
Profil II
1:25000


N.W.
S.O.
1400
Schröterwitti
Alpe Pretsch
Rütiland
Plessur
Furkaalpe
Gerisel
West-Grat Furkahorn
S.W. Grat der Amselfluh 2700
1:25000
X
BSch
PK
S
F
Kr
H
BS
W
V
M

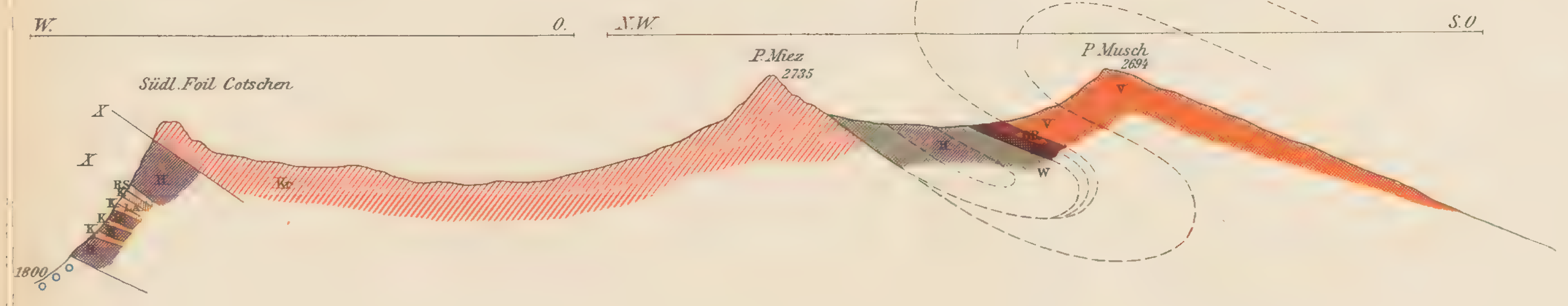
Profil III
1:25000


W.
O.
N.W.
S.O.
Lenzerhorn 2911
P. 2250
1700
X
Kr
V
W
H
K
LA

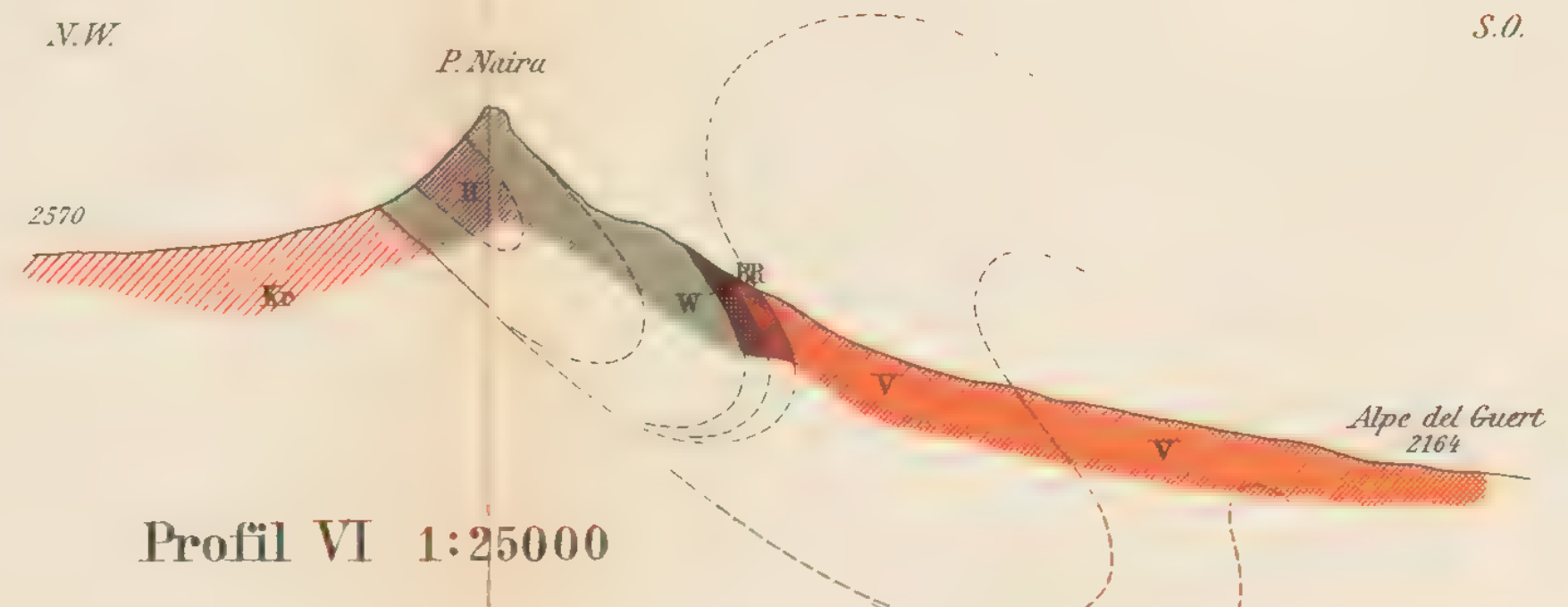
Profil IV
1:25000


N.W.
S.O.
Rothorn 2984
2700
Furcletta
P. 2422 oberh. Laiets.
Kr
K
H
W
M
RR
V

Profil V 1:25000


W.
O.
N.W.
S.O.
Südl. Foil Cotschen
P. Miez 2735
P. Musch 2694
1800
X
Kr
H
W
V
RS
K

Profil VI 1:25000


N.W.
S.O.
P. Naira
2570
Alpe del Guert 2164
Kr
H
W
RR
V

Farbendruck von Giesecke & Devrient, Leipzig.

Berichte

der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br.

Erscheinungsweise und redaktionelle Bestimmungen.

Die „Berichte“ erscheinen in **zwangloser** Folge.

24 Druckbogen, wobei auch jede den Raum einer Druckseite einnehmende Tafel als 1 Druckbogen gerechnet wird, bilden einen Band.

Der Abonnementspreis ist auf 9 M., der Ladenpreis auf 12 M. festgesetzt.

In den „Berichten“ finden Aufnahme:

I. Abhandlungen aus dem Gebiete der Naturwissenschaften.

II. Kürzere Mitteilungen über bevorstehende grössere Publikationen, neue Funde etc. etc.

Die für die „Berichte“ bestimmten Beiträge sind in vollständig druckfertigem Zustande an ein Mitglied der Redaktionskommission einzusenden.

Ueber die Aufnahme und Reihenfolge der Beiträge entscheidet lediglich die von der Naturforschenden Gesellschaft ernannte Redaktionskommission. Auch ist mit dieser über die etwaige Beigabe von Tafeln und Illustrationen zu verhandeln.

Der Autor erhält 50 Freiexemplare und ausserdem jede beliebige Anzahl von Sonderabdrücken von der Druckerei (C. A. Wagner) zum Selbstkostenpreise.

Die Sonderabdrücke müssen spätestens bei Rücksendung der Korrektur bestellt werden.

Sonderabdrücke von Abhandlungen können dem Autor unter Umständen erst am Tage der Ausgabe des betr. Heftes zugestellt werden, solche von „kleineren Mitteilungen“ dagegen sofort.

Die Redaktions-Kommission.

Prof. Dr. J. Lüroth.

Prof. Dr. G. Steinmann. Dr. K. Gerhardt.

Als Sonderabdrücke

sind durch

Max Weg, Buchhandlung und Antiquariat, **Leipzig**
Leplaystrasse 1
oder durch jede Buchhandlung zu beziehen:

Lorenz, Th. Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. II. Teil. Südlicher Rhaetikon. Mit 9 Tafeln und 19 Figuren im Text. 1901. M. 4.—.

Meyer, G. Erdmagnetische Untersuchungen im Kaiserstuhl. Mit 4 Tafeln. 1902. M. 3.—.

Bistram, Freiherr von. Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda. Geologisch-paläontologische Studien in den Comasker Alpen. I. Mit 8 Tafeln. 1903. M. 4.—.

Hoek, Henry. Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. Mit 1 Karte, 1 Panorama, 4 Profiltafeln und 20 Figuren im Text. 1903. M. 4.—.

Bistram, Freiherr von. Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. Geologisch-paläontologische Studien in den Comasker Alpen. II. Mit 1 geologischen Karte, 8 Profilen und 6 tektonischen Skizzen. M. 4.—.

Schiller, Walther. Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Mit 5 Tafeln und 21 Zeichnungen im Text. M. 3.—.

Paulcke, W. Geologische Beobachtungen im Antirhaetikon. Eine vorläufige Mitteilung. Mit einer Kartenskizze. M. 1.—.

Himstedt. Ueber die radioactive Emanation der Wasser- und Oel-Quellen. M. 2.50.

Müller. Zur Passivität der Metalle. M. 1.—.

Fischer, Franz. Die anodische Zerstäubung des Kupfers. M. 2.50.

Snetlage, Emilie. Ueber die Gattung Joufia G. Boehm. Mit 2 Tafeln. M. 1.50.

Himstedt, F. und **Meyer, G.** Ueber die Bildung von Helium aus der Radiumemanation. Zweite Mitteilung. M. 1.—.

[**Meyer, G.** und **Himstedt, F.** Ueber die Bildung von Helium aus der Radiumemanation. Vorläufige Mitteilung.] M. 1.—.

Himstedt, F. und **Meyer, G.** Spektralanalyse des Eigenlichtes von Radiumbromidkristallen. M. —.50.

Steinmann, G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. M. 2.—.

Steinmann, G. Die paläolithische Renntierstation von Munzingen am Tuniberge bei Freiburg i. Br. Mit 53 Textabbildungen. M. 2.50.

Schiller, W. Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe. Mit 2 Tafeln und 13 Textfiguren. M. 3.—.

Zoeppritz, Karl. Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. Mit 3 Tafeln und 6 Textfiguren. M. 4.—.

Seidlitz, Wilfried von. Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Mit 5 Tafeln und 20 Textfiguren. M. 4.—.

Hoeck, H. Das zentrale Plessurgebirge. Geologische Untersuchungen. Mit 2 Tafeln und 20 Textfiguren. M. 4.—.

Aus dem im Druck befindlichen Band XV:

Fischer, Franz. Die chemische Uebertragbarkeit der Metallpotentiale und der chemische Lösungsdruck der Metalle. M. 1.—.

3 2044 106 306 533

Date Due

FEB 27 1968